

Université de Montréal

Impacts potentiels d'un changement climatique
sur le pergélisol dans le nord canadien

par
Calin Obretin

Département de géographie
Faculté des arts et des sciences

Thèse présentée à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de
Philosophiæ Doctor (PhD) en géographie

août 2010
© Calin Obretin, 2010

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée :

Impacts potentiels d'un changement climatique
sur le pergélisol dans le nord canadien

présentée par :
Calin Obretin

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes :

Dr Jeffrey Cardille – Président-rapporteur
Dr Bhawan Singh – Directeur de recherche
Dr Hardy Granberg – Codirecteur de recherche
Dr Daniel Fortier – Membre du jury
Dr Alain Viau – Examineur externe

RÉSUMÉ

Cette thèse porte sur l'impact du changement climatique dû à des gaz à effet de serre sur l'état et l'évolution du pergélisol dans le nord canadien. Le pergélisol se retrouve sur la moitié du territoire canadien et un changement de son état actuel se répercutera dans toutes les sphères d'activité, sur la biosphère et sur l'environnement en général. Malgré l'importance évidente du sujet, il n'y a pas une idée précise comment le pergélisol réagira au changement climatique et jusqu'où la couche pergélisolée sera perturbée. Cette thèse explore ce sujet en utilisant une approche méthodologique s'inspirant de celui du modèle canadien d'évolution de pergélisol (TTOP) et avec une approche théorique basée sur la théorie des systèmes neuronaux complexes.

L'objectif général de cette thèse est d'améliorer le modèle canadien d'évolution du pergélisol (TTOP - *Temperature on the Top Of Permafrost*) créé par Smith et Riseborough en 1996, tant dans sa structure de calcul, que dans sa résolution spatiale et de déterminer l'évolution du pergélisol dans la zone d'étude pour la période 2010-2100. Cette zone est située dans le Bassin Mackenzie (T.N-O) sur un transect nord-sud de 1440 x 720 km. Le premier objectif de recherche est de produire les cartes des valeurs annuelles de température à la partie supérieure du pergélisol de 2010 à 2100 en utilisant un modèle amélioré d'évolution du pergélisol (TTOP-A). Par la suite, ces valeurs sont comparées à celles obtenues par Smith et Riseborough (1996). Les valeurs de température de l'air pour cette période sont fournies par les scénarios d'évolution climatique MCGG3¹ SRES A1B, MCGG3 SRES A2 et MCGG3 SRES B1. Dans un deuxième temps, cette thèse a pour objectif la production des cartes d'épaisseur de pergélisol jusqu'en 2100 à une résolution spatiale de 25 km. Plus précisément, on détermine l'évolution des valeurs d'épaisseur de pergélisol pour les trois scénarios climatiques mentionnés antérieurement. De plus, l'étude propose: i) une nouvelle méthode de désagrégation des données

¹ Troisième génération du Modèle Couplé Climatique Global [CCmaC, 2010].

climatiques en utilisant un Modèle Stochastique Déterminé, ii) l'intégration de la carte de type de sol, iii) l'intégration des valeurs d'humidité dans le sol, iv) l'intégration des valeurs d'épaisseur de la couche nivale et v) l'intégration des données de télédétection (SSM/I).

De façon générale, les résultats obtenus par le modèle TTOP-A révèlent que les valeurs moyennes de température à la surface du pergélisol suivent de près les valeurs de température de l'air et qu'elles sont semblables aux celles trouvées par Smith et Riseborough (1996) et Heginbottom et coll. (1995). De plus, les différences des valeurs de température à la surface de pergélisol entre 2010 et 2100 s'inscrivent dans l'écart des valeurs publié par le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, 2007). Concernant le deuxième objectif de cette thèse, la dynamique spatiotemporelle du pergélisol jusqu'en 2100 démontre que, dans la zone d'étude, la superficie perturbée par le réchauffement climatique sera de 37 %, 60 % et 29 % selon les scénarios MCCG3 SRES A1B, MCCG3 SRES A2 et MCCG3 SRES B1 respectivement. Selon les scénarios mentionnés antérieurement, la couche pergélisolée à l'intérieur de cette zone disparaîtra dans une proportion de 20 %, 32 % et 18 % respectivement. Ces résultats nous laissent croire que les prévisions faites par Smith et Riseborough ont été surévaluées dans le contexte de deux des trois scénarios climatiques actuels par rapport à celui de 1996.

Finalement, cette étude démontre que la méthode de désagrégation des données en utilisant les réseaux neuronaux dans un Modèle Stochastique Déterminé donne de bons résultats et elle représente une option fiable qui se prête à des généralisations à grande échelle.

Mots clés : pergélisol, désagrégation, neige, humidité, scénario climatique, réseau neuronal, Modèle Stochastique Déterminé, changement climatique, MCCG3, TTOP.

SUMMARY

This thesis explores the potential impacts of a climate change due to the greenhouse gases on the state and the evolution of the permafrost in the Canadian North. The permafrost represents the half of the Canadian national territory and a change of its current state will echo in all spheres of activity, on the biosphere and on the environment generally. In spite of the evident importance of the subject, there is no precise idea as to how the permafrost will react to the climate change and to what extent the frozen layer will be disrupted. This thesis investigates this problem by using a methodological approach inspired by the Canadian model on the evolution of permafrost (TTOP) coupled with a theoretical approach based on the theory of the complex neuronal systems.

The general objective of this thesis is to improve the Canadian model of evolution of permafrost (TTOP-Temperature one the Top Of Permafrost) created by Smith and Riseborough in 1996, its structure of computation, spatial resolution and to determine the state of the permafrost in the study area between 2010 and 2100. The study zone is situated in the Mackenzie Basin (N-W.T) on a north-south transect of 1440 by 720 km. The first objective of the research is to derive maps of the annual values of temperature on the top of the permafrost from 2010 to 2100 by using an improved dynamic model of the evolution of permafrost (TTOP-A). Thereafter, these values are compared with those obtained by Smith and Riseborough (1996). The values of the evolution of air temperature for this period are supplied by the climatic scénarios CGCM3² SRES A1B, CGCM3 SRES A2 and CGCM3 SRES B1. Secondly, this thesis has as an objective the production of the maps of the thickness of permafrost for 2100 with a spatial resolution of 25 km. More exactly, we determine the evolution of the values of thickness of permafrost for the three climatic scénarios mentioned above. Furthermore, the study proposes: i) a new method for downscaling of climate data by using a Determined Stochastic Model, ii)

² The third generation Coupled Global Climate Model [CCCma, 2010].

the integration of soil type, iii) the integration of the soil humidity, iv) the integration of the values of thickness of the snow layer and v) the integration of remote sensing data (SSM/I).

As a rule, the results obtained by the TTOP-A model reveal that the mean values of temperature at the surface of the permafrost follow closely the values of air temperature and that they are similar to those found by Smith and Riseborough (1996) and Heginbottom and coll. (1995). Also, the differences of the values of temperature on the surface of permafrost between 2010 and 2100 are similar to the values published by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Concerning the second objective of this thesis, the spatio-temporal dynamics of the permafrost until 2100 demonstrates that, in the study zone, the surface perturbed by global warming will be 37 %, 60 % and 29 % according to the scénarios CGCM3 SRES A1B, CGCM3 SRES A2 and CGCM3 SRES B1 respectively. The permafrost layer inside this zone will disappear by 20 %, 32 % and 18 % according to the scénarios mentioned before. These results lead us to believe that the estimations made by Smith and Riseborough were overvalued in the context of two of three current climates scénarios compared to that of the 1996.

Finally, this study demonstrates that the method of downscaling of climate data using the neuronal network within a Determined Stochastic Model gives good results and it represents a reliable option which lends itself to large-scale generalizations.

Keywords: permafrost, downscaling, snow, soil humidity, climate scénarios, neuronal network, Determined Stochastic Model, climate change, CGCM3, TTOP.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	iii
Summary	v
Table des matières.....	vii
Liste des figures	x
Liste des tableaux	xvi
Liste des abréviations.....	xviii
Remerciements	xx
1 INTRODUCTION GÉNÉRALE ET DÉFINITIONS.....	1
1.1 Introduction	1
1.2 Pergélisol.....	3
1.3 Problématique	4
1.4 Objectif de recherche	7
1.5 Structure de la thèse	13
2 BASES SCIENTIFIQUES DE RECHERCHE	15
2.1 Introduction	15
2.2 Les échanges de chaleur et le bilan énergétique	15
2.3 Profile thermique du sol pergélisolé.....	23
2.4 Régime thermique du pergélisol	26
2.4.1 Point d’amplitude zéro	28
2.4.2 Gradient géothermique.....	29
2.5 Pergélisol et tendances au Canada	33
2.6 Détection satellitaire de données climatiques	38
2.7 Radar passif (SSM/I).....	39
2.7.1 Température de l’air	40
2.8 Désagrégation de données.....	40
2.8.1 Applications de désagrégation de données.....	46
2.9 Modèles climatiques globaux.....	48
2.10 Modèle TTOP.....	53
2.11 Constats du modèle TTOP	62
2.12 Applications du modèle TTOP.....	71
2.13 Limitations du modèle TTOP.....	72

3	DONNÉES RELIÉES À LA ZONE D'ÉTUDE	76
3.1	Zone d'étude	76
3.2	Données à l'intérieur de la zone d'étude	79
3.2.1	Données sur la distribution et le type du pergélisol	86
3.2.2	Données sur l'épaisseur du pergélisol	89
3.2.3	Données sur la distribution et le type de sol	95
3.2.4	Données climatiques du Model de Circulation Générale (MCCG2 et 3)	97
3.2.5	Données climatiques d'interpolation (GRIB)	98
3.2.6	Données de puits de forage	100
3.2.7	Données satellitaires (SSM/I)	103
4	CHEMINEMENT MÉTHODOLOGIQUE	105
4.1	Désagrégation de données	105
4.1.1	Réseau neuronal de type Jordan	108
4.1.2	Désagrégation de données climatiques pour la période de 2010 à 2100	111
4.2	Modèle TTOP-A	112
4.2.1	Calcul du rapport de conductivité thermique (rk^*)	112
4.2.2	Calcul de facteurs d'échelle « nf^* » et « nt^* »	116
4.2.3	Équation du modèle TTOP-A	119
4.2.4	Applications du modèle TTOP-A	120
5	CHEMINEMENT DE CALCUL	122
5.1	Extraction des données et leur préparation	124
5.1.1	Données SSM/I	124
5.1.2	Données du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG 2 et 3)	128
5.1.3	Données climatiques d'interpolation (GRIB)	135
5.1.4	Données sur le type de sol	136
5.1.5	Données sur la distribution et le type de pergélisol	136
5.1.6	Données sur l'épaisseur du pergélisol	137
5.2	Résultats intermédiaires	144
5.2.1	Apprentissage	145
5.2.2	Validation	147
5.2.2.1	Température de l'air	148
5.2.2.2	Humidité du sol et l'épaisseur de la neige	154
5.2.3	Désagrégation des données	157
5.2.3.1	Indice de gel, indice de dégel	160
5.2.3.2	Humidité du sol	169
5.2.3.3	Épaisseur de la neige	172
5.2.4	Calcul des valeurs de « degrés-jours » à la surface de pergélisol	175
5.3	Résultats finaux	179
5.3.1	Évolution de la température à la surface du pergélisol pour la période de 2010 à 2100	180
5.3.2	État du pergélisol en 2100	194

6	DISCUSSIONS	207
6.1	Limitations de la recherche	208
6.2	Constats du modèle TTOP-A	210
6.3	TTOP-A versus TTOP	215
7	CONCLUSIONS	219
7.1	Conclusions	219
7.2	Contribution à la science	224
7.3	Recommandations	225
8	RÉFÉRENCES	227
	ANNEXE A – Imageur Hyperfréquence à Détecteur Spécialisé (SSMI).....	248
	ANNEXE B – Calcul de la valeur de température à la surface du pergélisol	251
	ANNEXE C – Calcul de la conductivité thermique du sol	254
	ANNEXE D – Calcul de l'inversée d'une matrice	260
	ANNEXE E – Calcul de l'indice de gel, l'indice de dégel et leur rapport	261
	ANNEXE F – Calcul de la température moyenne.....	268
	ANNEXE G – Extraction de valeurs de température de brillance (TB).....	270
	ANNEXE H – Données GRIB	273
	ANNEXE I – Modèles de désagrégation	274
	ANNEXE J – Scénario MCCG2 « IS92a ».....	275
	ANNEXE K – Problématique de travail, l'architecture de données et support multimédia	

LISTE DES FIGURES

Figure 1 – Les variations de valeurs de conductivité thermique pour différents types du sol en fonction de la quantité d'eau contenue :	21
Figure 2 – Le régime thermique pour le sol pergélisolée	24
Figure 3 – Le régime thermique du pergélisol	27
Figure 4 – La distribution de valeurs ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$) du gradient géothermique dans le Bassin.	32
Figure 5 – Les variations du pergélisol dans l'Hémisphère Nord en fonction de la latitude	34
Figure 6 – La tendance à la hausse de la moyenne annuelle de température de l'air dans le Bassin Mackenzie : Fort Simpson, Yellowknife, Fort Good Hope	35
Figure 7 – Les valeurs moyennes de température du sol (MAGT) pendant l'Année Polaire Internationale	37
Figure 8 - Le principe de désagrégation	41
Figure 9 – Le schéma logique pour déterminer la méthode de désagrégation en fonction des informations disponibles	42
Figure 10 – La représentation graphique d'une fonction sigmoïdale	45
Figure 11 – Le principe du fonctionnement du modèle stochastique déterminé	46
Figure 12 – La variation du facteur « nf » (le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver) en fonction de l'épaisseur de la neige	60
Figure 13 – Les tendances de « It » (l'index de dégel) et « If » (l'index de gel) par rapport à la variation annuelle de température de l'air	65
Figure 14 – La tendance de l'effet nival par rapport à la variation annuelle de température	66
Figure 15 – La tendance de la température à la surface du pergélisol (TTOP) par rapport à celle de la moyenne annuelle de l'air (MAGST).....	68
Figure 16 – Les valeurs minimales pour l'épaisseur de la neige pour prévenir la dégradation du pergélisol, par rapport à la température moyenne annuelle de l'air	70
Figure 17 – Les résultats obtenus par le modèle TTOP : a) l'état du pergélisol en 1996, b) l'état du pergélisol pour 2040-2050 basé sur un niveau des émissions de CO_2 de 660 ppm (MCCG2).....	75
Figure 18 – Le Bassin Mackenzie	77

Figure 19 – Les huit zones écologiques principales du Bassin Mackenzie	78
Figure 20 – Le transect d'étude : a) projection Lat/Long centrée sur la zone d'étude, avec une maille type EASE-GRID de 25 km b) la zone d'étude dans une projection conique Lambert pour l'Hémisphère Nord.....	80
Figure 21 – Le transect d'étude : a) la moyenne annuelle de température (°C), b) les précipitations annuelles totales (mm), c) la moyenne annuelle d'insolation (h), d) la moyenne annuelle pour la radiation solaire (mégajoules/m ² /jour).....	81
Figure 22 – Les types de végétations en intérieur du transect d'étude	82
Figure 23 – L'écosystème arctique	84
Figure 24 – L'écosystème boréal	84
Figure 25 – Le pergélisol au long du transect d'étude : a) la distribution spatiale du pergélisol dans le Bassin Mackenzie (projection géographique centrée sur le transect d'étude) (voir Tableau III, page 79); b) la Carte circumpolaire de pergélisol et des terres gelées.....	88
Figure 26 – La Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans sol.....	90
Figure 27 – Les méthodes utilisées pour déterminer l'épaisseur du pergélisol	91
Figure 28 – L'épaisseur du pergélisol au Canada 1: 50 000 000	92
Figure 29 – Les valeurs d'épaisseur (m) et le type de pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude (compilation) (voir aussi le Tableau III, page 79)	93
Figure 30 – La carte actuelle de type de pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude	94
Figure 31 – Les types et la disposition des sols à l'intérieur du transect (voir Tableau V, page 85).....	96
Figure 32 – Le positionnement des données de type GRIB versus les données EASE-GRID (45 km vs. 25 km): a) le transect d'étude, b) le réseau GRIB dans une projection conique Lambert pour l'Hémisphère Nord, c) détail du positionnement.	99
Figure 33 – L'emplacement de puits de forage d'hydrocarbure à l'intérieur de la zone d'étude.....	101
Figure 34 – Les valeurs de pixels sur une image SSM/I : a) les observations pour l'Hémisphère Nord, le jour 221 (l'année 1999), l'orbite ascendante dans une polarisation horizontale pour la fréquence de 85 GHz, b) l'extraction des valeurs pour la zone du Bassin Mackenzie.....	104
Figure 35 – La visualisation du concept et de la relation "cellule CMC" et "cellule COS" par rapport à la zone d'étude.....	107
Figure 36 – Le réseau neuronal de type Jordan.....	108
Figure 37 – Le réseau neuronal Jordan utilisé avec trois couches cachées de traitement	109
Figure 38 – Le cheminement de calcul (le schéma simplifié).....	123

Figure 39 – La désignation des 8 cellules utilisées du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2-3).	124
Figure 40 – Les valeurs de température (°C) en provenance du satellite SSM/I pour la période 1987 – 2007.	126
Figure 41 – (suite) Les valeurs de température (°C) en provenance du satellite SSM/I pour la période 1987 – 2007	127
Figure 42 – Le changement global de la température de l'air en 2100 pour le scénario MCCG2 IS92a	128
Figure 43 – Les valeurs de CO ₂ et de SO ₄ prévues par MCCG3 (SRES A2, SRES A1B et SRES B2) pour la période de 2000 à 2100	130
Figure 44 – Les valeurs du changement global de la température de l'air MCCG3 (SRES A2, SRES A1B et SRES B2) pour la période de 2000 à 2100	130
Figure 45 – Les valeurs d'extraction pour les 8 cellules du MCCG3 pour la période de 2010 à 2100 : a) la température maximale (°C) (rouge) et la température minimale (°C) (bleu), b) les tendances pour la température (°C) maximale et minimale pour la période 2010-2100 (représentation polaire) - le scénario MCCG3, forçage SRES A1B.	132
Figure 46 – La carte de la base de données sur l'épaisseur du pergélisol et la grille EASE-Grid (25 km)	139
Figure 47 – Les valeurs de l'épaisseur du pergélisol (m) obtenues par l'interpolation et la distribution du type de pergélisol	142
Figure 48 – L'évolution des erreurs quadratiques moyennes durant l'apprentissage du réseau (MCCG2 #1).	145
Figure 49 – La visualisation de la sensibilité du réseau MCCG2 #1 (les 5 nœuds d'entrée).	147
Figure 50 – MCCG2 #1 - #2, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.	149
Figure 51 – MCCG2 #3 - #4, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.	150
Figure 52 – MCCG2 #5 - #6, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.	151
Figure 53 – MCCG2 #7 - #8, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.	152
Figure 54 – a) La représentation des valeurs de sortie versus celles cible pour l'humidité du sol – MCCG2 #1, cellule #100, l'année 2010), b) le graphique en nuage de points (<i>scatterplot</i>) avec une corrélation de 0.94.	154

Figure 55 – a) La représentation des valeurs de sortie versus celles cible pour l'épaisseur de la neige – MCGG2 #1, cellule #100, l'année 2010, b) le graphique en nuage de points (<i>scatterplot</i>) avec une corrélation de 0.90.	155
Figure 56 – Le schéma de données d'entrée – sortie.	157
Figure 57 – MSD 1 : L'évolution de la production des données (MCGG3, SRES A1B)	158
Figure 58 – La correspondance entre les cellules du Modèle Climatique de Circulation Générale (MCGG3) et le Modèle Stochastique Déterminé (MSD).	160
Figure 59 – MCGG3, #1, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	161
Figure 60 – MCGG3, #2, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	162
Figure 61 – MCGG3, #3, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	163
Figure 62 – MCGG3, #4, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	164
Figure 63 – MCGG3, #5, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	165
Figure 64 – MCGG3, #6, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	166
Figure 65 – MCGG3, #7, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	167
Figure 66 – MCGG3, #8, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).	168
Figure 67 – Les valeurs d'humidité (%) pour la cellule #100, MCGG3, #1, SRES A1B : a) la période 2010-2100, b) détail pour la période 2010-2020 (coordonnées cartésiennes)	170
Figure 68 – Les valeurs d'humidité (%) (bleu) pour la période 2010-2100 (cellule #100, MCGG3 #1 à #8, dans un scénario d'évolution climatique MCGG3, SRES A1B), avec une visualisation de la tendance des valeurs (%) (rouge) (représentation polaire).	171
Figure 69 – Les valeurs d'épaisseur de la neige (m) pour la cellule #100, MCGG3, #1, SRES A1B : a) la période 2010-2100, b) détail pour la période 2010-2020 (coordonnées cartésiennes).	173
Figure 70 – Les valeurs d'épaisseur de la neige (m) (bleu) pour la période 2010-2100 pour la cellule #100, MCGG3 #1 à #8, dans un scénario d'évolution climatique MCGG3, SRES A1B, avec une visualisation de la tendance des valeurs (m) (la ligne rouge) (représentation polaire).	174
Figure 71 – Les valeurs degrés-jours (°C) à la surface du pergélisol pour le scénario MCGG3, SRES A1B (0°C température de base) : a) 2010, b) 2100.	176
Figure 72 – Les valeurs degrés-jours (°C) à la surface du pergélisol pour le scénario MCGG3, SRES A2 (0°C température de base) : a) 2010, b) 2100.	177

Figure 73 – Les valeurs degrés-jours (°C) à la surface du pergélisol pour le scénario MCCG3, SRES B2 (0°C température de base) : a) 2010, b) 2100.....	177
Figure 74 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCCG3 SRES A1B.....	181
Figure 75 – (suite) Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCCG3 SRES A1B.	182
Figure 76 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCCG3 SRES A2.	183
Figure 77 – (suite) Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCCG3 SRES A2.	184
Figure 78 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCCG3 SRES B1.....	185
Figure 79 – (suite) Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCCG3 SRES B1.	186
Figure 80 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol en 2100 pour le scénario d'évolution climatique MCCG3 et le forçage radiatif : a) SRES A1B, b) SRES A2 et c) SRES B1.....	187
Figure 81 – Les différences des valeurs de température (°C) entre 2010 et 2100; les cartes thématiques pour MCCG3: a) SRES A1B, b) SRES A2, c) SRES B1.	189
Figure 82 – La réponse thermique due au réchauffement climatique	191
Figure 83 – Les valeurs moyennes annuelles de température à la surface de pergélisol et leurs tendances pour la période 2010-2100: MCCG3 (SRES A2, SRES A1B et SRES B1)	193
Figure 84 – Les moyennes mondiales multimodèles du réchauffement en surface pour les scénarios A2, A1B et B1, en prolongement des simulations relatives au XX ^e siècle.	193
Figure 85 – Le type et la distribution actuelle de pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude.	194
Figure 86 – L'épaisseur de pergélisol (m) dans la zone d'étude (compilation).....	195
Figure 87 – Les valeurs positives de température (°C) à la surface de pergélisol pour 2010 : a) MCCG3 SRES A1B, b) MCCG3 SRES A2 et c) MCCG3 SRES B1.....	196
Figure 88 – Les valeurs positives de température (°C) à la surface de pergélisol pour 2100 : a) MCCG3 SRES A1B, b) MCCG3 SRES A2 et c) MCCG3 SRES B1.....	197
Figure 89 – Les valeurs positives de température (°C) à la surface de pergélisol pour 2100 par rapport à son épaisseur actuelle : a) MCCG3 SRES A1B, b) MCCG3 SRES A2 et c) MCCG3 SRES B1.	200
Figure 90 – Les zones pergélisolées affectées en 2100 : a) MCCG3 SRES A1B,	202
Figure 91 – L'état de pergélisol en 2100 : a) MCCG3 SRES A1B,	204

Figure 92 – L'évolution du pergélisol selon Smith et Riseborough (1996) (par rapporte à l'ensemble du territoire).....	218
Figure 93 – L'évolution du pergélisol jusqu'en 2100 selon notre étude.	218
Figure 94 – La représentation géométrique du balayage de l'imageur SSM/I	248

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I – Les valeurs de la conductivité thermique pour différents types de sols	18
Tableau II – Les tendances récentes pour la température du pergélisol. (partiel)	36
Tableau III – La classification du pergélisol à l'intérieur du transect d'étude (le Bassin Mackenzie)	87
Tableau IV – Les types de sol à l'intérieur du transect – les définitions	95
Tableau V – Les types de sol à l'intérieur du transect d'étude (compilation)	96
Tableau VI – Les 8 cellules utilisées du modèle MCCG2 et MCCG3 (les centroïdes)	97
Tableau VII – L'identification de cellules du modèle MCCG	97
Tableau VIII – Les puits de forages d'hydrocarbure (la fiche) dans la zone d'étude (partiel, en original)	102
Tableau IX – Tableau récapitulatif des valeurs d'entrée (source) et de sortie (cible) utilisées pour déterminer les fonctions sigmoïdales de désagrégation.	110
Tableau X – Les valeurs de conductivité thermique pour différents types de sol retrouvés dans la zone d'étude pour les périodes de gel et de dégel - compilation.....	116
Tableau XI – Les valeurs de l'indice d'isolation nivale «nf*» par rapport aux celles d'épaisseur de la neige (m) et de la température (°C) (valeurs compilées).	118
Tableau XII – Les familles de scénarios et les prévisions des hausses de températures globales moyennes en 2100	129
Tableau XIII – Exemple de fichier ASCII pour les valeurs GRIB (partiel).....	135
Tableau XIV – Exemple de fichier ASCII pour les valeurs du sol (partiel).....	136
Tableau XV – Exemple de fichier ASCII pour le type et la distribution du pergélisol (partiel)	136
Tableau XVI – Les puits de forage utilisés	140
Tableau XVII – Les valeurs des erreurs quadratiques moyennes MCCG2 #1 (synthèse)	146
Tableau XVIII – Les valeurs de sensibilité du réseau neuronal MCCG2 # 1 (partiel) ...	147
Tableau XIX – Les valeurs de corrélation entre les valeurs-cible et les valeurs de sortie pour les 8 Modèles Stochastiques Déterminés (MSD).....	153
Tableau XX – Les valeurs de corrélation entre les valeurs-cible et les valeurs de sortie pour l'humidité du sol (%) (partiel)	156

Tableau XXI – Les valeurs de corrélation entre les valeurs-cible et les valeurs de sortie pour l'épaisseur de la neige (m) (partiel).....	156
Tableau XXII – Tableau des valeurs de degrés-jours (°C) (0°C température de base) (MCCG3, SRES A1B) (partiel)	178
Tableau XXIII – Tableau des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol (MCCG3 SRES A2) (partiel)	188
Tableau XXIV – Les écarts de valeurs de l'augmentation de température à la surface de pergélisol en 2100 par rapport à 2010.....	190
Tableau XXV – L'état du pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude pour 2100	201
Tableau XXVI – Les valeurs moyennes de température à la surface de pergélisol - compilation	211
Tableau XXVII – Les valeurs moyennes de température TTOP-A versus les projections GIEC des valeurs moyennes du réchauffement en surface à la fin du XXI ^e siècle.....	212
Tableau XXVIII – Les valeurs moyennes de température (°C) à la surface de pergélisol (la zone d'étude) pour la période 2010 - 2100 (MCCG3: SRES A1B, A2 et B1)	214
Tableau XXIX – TTOP-A versus TTOP ; les caractéristiques	216
Tableau XXX – TTOP-A versus TTOP ; les résultats	218
Tableau XXXI – Exemple des données d'un fichier GRIB (partiel).....	273

LISTE DES ABRÉVIATIONS

CMC	Cellule du Modèle Couplé Climatique Global (360 x 360 km)
COS	Cellule d'Observation Satellitaire (25 x 25 km)
MAAT	<i>Mean Annual Air Temperature</i> – la Température Moyenne Annuelle (°C)
MAGST	<i>Mean Annual Ground Surface Temperature</i> – la Moyenne Annuelle des Températures de la Surface du Sol (°C)
MCCGx	Modèle Climatique de Circulation Générale de x ^e génération
MCCGx #y	Cellule "y" du Modèle Climatique de Circulation Générale de x ^e génération
MCCGx #y #z	Réseau neuronal "z" à l'intérieur de la cellule "y" du Modèle Climatique de Circulation Générale de x ^e génération
MSD	Modèle Stochastique Déterminé
MSDx	Modèle Stochastique Déterminé numéro "x"
SRES	<i>Special Report on Emission Scenarios</i>
TTOP	<i>Temperature on the Top of Permafrost</i> – la Température au Sommet du Pergélisol
Ψ	Fonction sigmoïdale

À la mémoire de mon père
ing. Ion Obretin

REMERCIEMENTS

En géométrie, l'intersection des deux lignes droites créera un point. Dans mon cheminement académique, le point a été fait par la direction donnée par Dr Bhawan Singh (Université de Montréal) et celle de Dr Hardy Granberg (Université de Sherbrooke), sans lesquelles cette thèse n'aurait pas abouti.

J'exprime mes profonds remerciements à mon directeur de thèse, Monsieur le Professeur Dr Bhawan Singh, pour l'aide compétente qu'il m'a apportée et pour son encouragement à finir un travail commencé il y a longtemps. Vos explications et vos commentaires toujours pertinents m'ont permis d'aller plus loin dans les moments difficiles mais inhérents à une thèse de doctorat.

Ensuite je tiens particulièrement à remercier Monsieur le Professeur Dr Hardy Granberg, mon codirecteur de thèse, pour sa disponibilité et pour ses précieux conseils qui m'ont guidé au cours de mes études. Votre patience et votre générosité à partager les connaissances m'ont aidé énormément.

Je remercie Monsieur Dr Jeffrey Cardille qui m'a fait l'honneur de présider le jury de thèse de doctorat. Veuillez accepter mes plus sincères remerciements pour votre présence dans ce jury et soyez assuré, Monsieur, de tout mon respect et de ma profonde gratitude.

Je tiens également à remercier Monsieur Dr Daniel Fortier qui a accepté de juger ce travail et d'en être rapporteur. Je suis très touché de l'intérêt que vous portez à cet essai en acceptant d'être membre du comité de thèse.

Mes remerciements les plus respectueux vont à Monsieur Dr Alain Viau qui m'a fait l'honneur de prendre connaissance de ce travail et d'en être examinateur externe. Veuillez trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Finalement, j'aimerais dire un grand "Merci" à ma compagne de longue date, Eliza, pour tous les samedis et les dimanches passés à la maison à cause de ce travail...

1.1 Introduction

Au début des années '80, une coopération franco-soviétique à la station Vostok, installée au cœur de l'Antarctique [Lorius (1999)], aboutira en 1985 par l'extraction des carottes de glace jusqu'à un kilomètre de profondeur. Publiée en 1987, leur analyse [Jouzel et coll. (1987)] démontre que, depuis cent mille ans, il existe une corrélation étroite entre les températures moyennes et la teneur en gaz à effet de serre. En 1999, la démonstration s'est étendue aux 400 000 dernières années. Sur cette période, jamais la teneur en gaz à effet de serre n'a atteint les valeurs actuelles, dues à la pollution. Enfin, en 2004 la confirmation a été apportée sur une période de 740 000 ans [Jouzel et coll. (1987), Jouzel (2004), Beniston et coll. (1997), GIEC (2001) (2007)].

Les changements accentués dans la composition de l'atmosphère causés par l'activité humaine ont commencé par la révolution industrielle (1750). Depuis 1850, l'augmentation de la température globale atteint $0.4 - 0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ [GIEC (2007)]. Ce résultat n'est pas seulement valide pour les moyennes annuelles, mais aussi pour chaque mois. Ainsi, la moyenne globale des températures pour la période 1990-1999 s'est située pendant 15 mois (12.5 % de la période) au-dessus de la valeur moyenne de référence 1961–1990, et très peu en dessous de celle-ci [Ploie (2001), Ruddiman (2001), Rodo et coll. (2003)]. L'année la plus chaude depuis le début des observations est 1998 (environ $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ au dessus de la valeur de référence). Les plus hautes valeurs observées de l'effet de réchauffement se situent dans les latitudes entre 40 et 70 degrés nord au-dessus des continents (surtout le continent américain) pendant l'hiver et le printemps. La tendance observée est que l'augmentation est plus importante en hiver qu'en été [Ruddiman (2001), Leroux (2001)]. Si les tendances actuelles persistent, l'abondance du CO_2 , qui est passée de 290 ppm (parties par million) à 355 ppm depuis un siècle, pourrait très bien atteindre 600 ppm avant l'an 2040 [GIEC (2001)]. Par contre, selon Singh et coll. (1996), Treu (1999) et Yoshikawa et coll. (2002), cette augmentation en soi ne sera

pas nocive, pouvant même favoriser la croissance des plantes, le CO₂ étant une matière première de la photosynthèse.

Le dernier rapport (2007) des experts du Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) prévoit pour le XXI^e siècle une hausse de la température moyenne de la Terre comprise entre 1.1 °C et 6.4 °C (selon le scénario) et une augmentation du niveau des océans comprise entre 9 et 88 cm [Topfler (2001), GIEC (2007)]. Pour les prochains vingt ans, le rapport parle d'une augmentation de 0.2 °C par an, mais à plus long terme, cette augmentation diffère en fonction de scénario utilisé : SRES B1, SRES A1B et SRES A2³.

Les conséquences d'un réchauffement de la planète seraient : la fonte déjà amorcée des glaciers, de la banquise arctique et du pergélisol, une modification des grands courants des océans, une élévation lente du niveau des mers et des océans, des déplacements de zones climatiques avec un élargissement des régions sèches et une intensification des inondations dans les zones à risque. Cette modification rapide du climat mondial accentuerait son instabilité et se traduirait par des i) Risques encourus par les systèmes uniques et menacés (les populations et les écosystèmes des régions polaires et de hautes montagnes), ii) Risques de phénomènes météorologiques extrêmes (une augmentation de la fréquence des catastrophes naturelles, cyclones, sécheresse, inondations, etc.), iii) Risque des vulnérabilités (certains segments de la population deviennent plus vulnérables), iv) Risque des effets cumulés (les effets reflétés sur les marchés), v) Risques de singularités à grande échelle. (l'élévation du niveau de la mer due à la seule dilatation thermique). [Heginbottom (2000), Smith et Riseborough (2002a), GIEC (2001) (2007)].

Une des conséquences majeures du réchauffement climatique est le dégel de la couche de pergélisol qui dans certaines zones disparaîtra, dans d'autres son épaisseur s'émincra considérablement. Cette fusion des sols gelés libèrera d'énormes quantités d'eau transformant le paysage dans des marécages et des lacs et en libérant du méthane [Smith et Goita (1999), Ploie (2001), Changements climatiques : guide (2002), GIEC (2007)].

³ Forçage du MCG3 - Familles de scénarios et canevas du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES) [CCmaC, 2010]

1.2 Pergélisol

Le terme *pergélisol* désigne des sols gelés pour au moins 2 ans consécutifs. Cette définition ne tient pas compte du couvert végétal, de la teneur en glace et de la température du sol [Pergélisol, glace de sol et couverture nivale (2006)]. On appelle *gélisol* la partie supérieure d'un sol gelé durant une période plus courte (par exemple durant l'hiver), et *mollisol* (sol gorgé d'eau de fusion) cette même partie lors de la fusion de la glace. Cette couche active est le siège de la cryoturbation (déplacements de matière réalisés sous l'effet du gel-dégel). Les conditions d'existence d'un pergélisol sont donc uniquement thermiques. On peut classer le pergélisol selon la surface qu'il occupe au sol [Harris (1986)] ou thermiquement, d'après la température moyenne annuelle de l'air [Haeberli (1985)].

Le pergélisol est un excellent enregistreur des fluctuations thermiques, à différents pas de temps. Il enregistre le déficit thermique climatique sur une durée longue avec une accumulation de glace de ségrégation, surtout dans les premiers 10 m du sol [Van Vliet-Lanoë (2002)]. Le pergélisol arctique est vieux, fort probablement datant de 5 à 7 millions années, selon les auteurs russes [Pivovarov (1973)]. Son inertie thermique l'a fait résister en profondeur, aussi bien au réchauffement du Pliocène inférieur⁴ qu'au plus chaud des interglaciaires du Quaternaire⁵ récent. La limite inférieure du pergélisol est en équilibre avec les fluctuations climatiques à long terme du climat et le gradient géothermique [Taylor (1992), (2002)].

Le pergélisol occupe 48% du territoire du Canada, 50 % de la Russie, 82 % de l'Alaska, 20 % de la Chine et probablement tout l'Antarctique [Zhang et coll. (1999)]. La glace de sol se présente sous trois formes principales : i) elle peut enrober les particules de sol et former des cristaux dans les pores des roches sédimentaires des sédiments non consolidés (glace interstitielle), ii) elle peut former de minces lentilles lamellaires et des veines de glace (glace de ségrégation, glace intrusive et glace réticulée) et iii) elle peut constituer des massifs de glace plus ou moins pure, sous la forme de coins de glace, de

⁴ Période d'évolution de la Terre datant entre 13 millions et 2 millions d'années (A.C), pendant laquelle se sont formés les montagnes et avec un refroidissement (Pliocène supérieur) et un réchauffement (Pliocène inférieur) climatique accru [Encarta (2004)].

⁵ Période concernant les deux derniers millions d'années d'évolution de la Terre [Encarta (2004)].

vastes étendues de glace massive et de glace de *pingo* [Harris (1986)]. La quantité de glace dans le sol varie considérablement. D'une part, les 2 ou 3 m constituant la couche supérieure du pergélisol peuvent contenir entre 50 et 70 % de glace sur une vaste étendue; par endroits, ce volume peut atteindre 90 %. D'autre part, il peut arriver, dans d'autres zones, que le pergélisol ne contienne pratiquement pas de glace; il est alors qualifié de *sec*. [Washburn (1994), Zhang et coll. (1999)].

Au Canada, le pergélisol représente plus de 48 % de sa surface [Smith et Goita, (1999)]. Les deux types principaux de pergélisol sont le pergélisol continu et le pergélisol discontinu. Dans la zone à pergélisol continu, le pergélisol est présent partout sous la surface du sol, à l'exception des grands lacs. Dans le Nord, il atteint plus de 500 m d'épaisseur [plus des 1000 m à l'île d'Ellesmere et la terre de Baffin - Brown (1970)]. La zone à pergélisol discontinu comporte deux sous-divisions : i) la zone à pergélisol étendu, où le pergélisol représente 50-90 % de la surface [Brown (1970), Smith et Riseborough (2002a)], et la zone à pergélisol sporadique, où il est présent surtout sous les tourbières dans une proportion de 10-50 % de la surface [Washburn (1994)]. Le pergélisol est également présent dans des régions localisées, où il apparaît dans de petites lentilles isolées dans la tourbe (une proportion de 10 % de la surface) [Brown (1970), Washburn (1994)].

1.3 Problématique

Les hausses prévues de plusieurs degrés des températures annuelles moyennes de l'air aux latitudes nordiques entraîneront le dégel et la déstabilisation du pergélisol. Un changement dans la structure et la continuité de la couche pergélisolée dû à un réchauffement climatique entraînera des changements dans plusieurs domaines d'activités : i) la dégradation du pergélisol aura d'importantes conséquences sur les processus du paysage (la stabilité du terrain, des pentes et des régions côtières), ii) sur l'hydrologie (le régime des eaux de surface et des eaux souterraines), iii) sur les caractéristiques de surface (la végétation et l'albédo), iv) sur les sources et les puits de

gaz à effet de serre (les tourbières et les sols), v) de même que sur les écosystèmes, l'ingénierie et les infrastructures [Burgess (1999)]. Ainsi, les coulées dues au dégel et le décollement du mollisol pourront être attribuables à une hausse des températures et à de fortes précipitations en été. Ces glissements modifieront le paysage et présenteront une menace potentielle pour l'infrastructure et les habitats naturels. Une hausse des températures diminuera la stabilité et la résistance des sols. L'affaissement des sols causé par le dégel du pergélisol pourra sérieusement menacer l'intégrité structurale tant de vieux bâtiments, que d'ouvrages d'approvisionnement en eau et d'élimination des déchets.

L'érosion accrue du littoral pourra aussi favoriser une plus grande sédimentation le long des côtes, ce qui posera des risques pour le transport maritime des marchandises. La stabilité réduite des sols aura également des effets sur les routes et les pistes d'aéroport, et rendra les déplacements en été plus difficiles. Cependant, dans les régions où les températures seront plus élevées, l'exploitation de mines à ciel ouvert sera plus facile avec la décroissance du pergélisol [Romanovsky (2002)]. Des températures plus élevées signifieront également que la résistance des sols sera réduite et que l'exploitation des mines souterraines présentera des risques accrus d'éboulements ou d'inondations [Romanovsky (2002)].

Concernant le biodôme arctique, un climat plus chaud accentuera la quantité de nourriture disponible pour les animaux herbivores. Cependant, des changements dans l'emplacement et l'accès aux sources alimentaires, une augmentation des parasites et des maladies transmises par les insectes pourraient entraîner une diminution de certaines populations animales. Les troupeaux de caribous pourraient être particulièrement sensibles à ces changements [Romanovsky (2002)]. On s'était aperçu déjà que la décharge d'eau douce et des sédiments dans l'Océan Arctique causée par les cours d'eau continentale a augmenté considérablement pendant les dix dernières années. Parmi les causes (les barrages et les feux de forêts), le dégel du pergélisol occupe une place privilégiée [McClelland et coll. (2004)].

Le réchauffement climatique aura aussi des effets majeurs sur le niveau des lacs. La hausse de température engendrera une évaporation plus accentuée. On s'attend que le niveau du Great Lake (bassin Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest) diminue de 0.5 à 1.0 m, le débit du Fleuve St Laurent se réduira de 20 % [Environnement Canada (1999)]

(2006)] et le bassin hydrographique du Fleuve Mackenzie diminuera à son tour de 7 % suite au dégel du pergélisol [Maxwell (1997)].

Ces implications dues à un changement climatique nous laissent à croire qu'il n'y a aucun doute sur l'importance de connaître l'évolution du pergélisol dans les prochaines décennies. Malgré cela, le nombre des modélisations traitant ce sujet reste insignifiant par rapport à l'ampleur et aux conséquences d'un changement dans cette couche.

Un modèle permettant de calculer la température au sommet du pergélisol (TTOP pour *Temperature on the Top Of Permafrost*) a été développé par Smith et Riseborough, en 1996. Étant donné que la couverture nivale et que les propriétés thermiques du sol modulent considérablement la relation entre la température de l'air et le pergélisol, ce modèle établit une relation entre le pergélisol et la température de la surface au moyen de fonctions saisonnières de transfert depuis la surface et des propriétés thermiques subsuperficielles [Smith et Riseborough (1996)]. Les résultats obtenus en employant ce modèle (TTOP) indiquent que le pergélisol canadien serait en grande partie confiné aux secteurs nordiques de la partie continentale des territoires et à l'archipel arctique s'il y avait doublement du gaz carbonique atmosphérique. L'île de Baffin ne sera plus entièrement pergélisolée et le pergélisol disparaîtra complètement du Nord du Québec. Selon ce modèle, la superficie totale de pergélisol serait réduite à moins de la moitié de son étendue actuelle [Smith et Riseborough (1996), Wright et coll. (2003)].

Suivant cette idée, c'est évident qu'il est nécessaire d'avoir des estimations plus précisées sur l'évolution du pergélisol qui se retrouve dans les zones nordiques du Canada, basées sur des prévisions climatiques tirées des modèles généraux de circulation atmosphérique (MCCG) pour la période 2001-2100. Ces estimations permettront de prendre des mesures pour diminuer l'impact causé par la disparition ou la dégradation de la couche pergélisolée et en même temps, de prendre conscience de l'effet que l'homme a sur l'environnement.

1.4 Objectif de recherche

L'objectif de cette recherche est d'améliorer le modèle canadien d'évolution du pergélisol (TTOP - *Temperature on the Top Of Permafrost*) tant dans sa structure de calcul, que dans sa résolution spatiale et par la suite de déterminer l'état du pergélisol jusqu'à la fin du XXI^e siècle dans la zone d'étude.

Le thème proposé par cette étude est de définir un modèle de simulation régionale et de prédiction de l'évolution du pergélisol en utilisant les données de prévision climatique fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de troisième génération (MCCG3) du Centre Canadien de modélisation et d'analyse Climatique (CCmaC) du Canada. Cette modélisation sera faite dans le contexte d'évolution climatique du modèle MCCG3/T47 pour les trois scénarios de forçage : SRES A2, SRES A1B et SRES B1 [GIEC (2007), CCmaC (2009)].

La zone d'étude est située dans le Bassin Mackenzie (Territoires de Nord-Ouest) sur un transect nord-sud de 1440 km. Le modèle d'évolution du pergélisol utilisé pour cette étude est basé sur les équations et la logique du modèle canadien d'évolution du pergélisol (TTOP) élaboré par Smith et Riseborough en 1996 et il sera utilisé pour déterminer l'évolution de la couche pergélisolée à l'intérieur du transect d'étude pour la période 2010-2100. Le Modèle Couplé Climatique Global de troisième génération (MCCG3) fournira la série complète, de 2010 à 2100, de valeurs de température de l'air (°C), d'épaisseur de la neige (m) et de l'humidité du sol (en fraction de la capacité de rétention d'eau) (%) [CCmaC (2009)].

En même temps, dans cette étude, nous essayons de corroborer les données du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2) pour la période 1987-2007 avec les données fournies par le satellite SSM/I (*Special Sensor Microwave Imaging*) pour la même période de 1987 à 2007. Ces données seront utilisées conjointement comme nous le monterons dans les Chapitres IV et V.

Dans ce contexte d'étude, nous faisons les hypothèses de travail suivantes :

1. Le pergélisol isolé qui actuellement a une épaisseur de moins de 10 m disparaîtra en 2100.

(le calcul du dégel du pergélisol est basé sur les travaux d'Oberman (2008), Osterkamp (2008) et Romanovsky et coll. (2009) (voir § 4.2.4 et § 4.2.3).

2. Le pergélisol actuel avec une épaisseur de plus de 10 m et affecté par des températures de 0°C (et plus) s'amincira ou changera de classe.
(par exemple, le pergélisol sporadique de plus de 10 m d'épaisseur s'amincira et pourra devenir pergélisol isolé; de la même manière, le pergélisol extensif discontinu et celui continu s'amenuiseront).
3. Pendant la période d'étude, de 2010 à 2100, l'évolution climatique du modèle MCCG3 dans les trois scénarios de forçage (SRES A2, SRES A1B et SRES B1) se déroulera selon les prévisions.
(en d'autres mots, pendant toute cette période il n'y aura pas des événements majeurs qui auront un impact sur le climat: des éruptions volcaniques, des catastrophes naturelles et autres)

En nous basant sur ces hypothèses de travail et tenant compte de l'évolution des valeurs de température à la surface du pergélisol nous déterminons la superficie de pergélisol perturbée par des valeurs positives de température et la superficie de la couche pergélisolée qui disparaîtra à terme.

Nos directions de recherche consistent alors à la réalisation des deux objectifs principaux et de plusieurs objectifs secondaires :

Objectifs principaux :

A. La production des cartes des valeurs de température à la surface de pergélisol à une résolution de 25 km pour la période 2010 - 2100.

Le premier objectif de cette recherche est d'obtenir les cartes des valeurs annuelles de température à la partie supérieure du pergélisol pour l'ensemble de la zone d'étude. Basé sur le nouveau modèle amélioré d'évolution du pergélisol (que nous appelons le modèle "Temperature on the Top Of Permafrost – Amélioré" (TTOP-A)), nous déterminons l'évolution de valeurs de température à la partie supérieure de pergélisol de 2010 à 2100 pour les trois scénarios d'évolution climatique envisagés MCCG3 SRES A1B, MCCG3

SRES A2 et MCGG3 SRES B1 [GIEC (2007), CCmaC (2009)]. Par la suite, nous traçons les cartes à une résolution spatiale de 25 km.

B. La production des cartes d'épaisseur de pergélisol à une résolution spatiale de 25 km pour les années 2100.

Notre modèle, avec une résolution de 25 km et ciblé sur un transect nord-sud sur une longueur de 1440 km dans la zone du district du Mackenzie (Territoires de Nord-Ouest), donnera le profil (à une résolution spatiale de 25 km) de la couche de pergélisol dans l'état actuel et de son état pour 2100 tenant compte de scénarios d'évolution climatique MCGG3 SRES A1B, MCGG3 SRES A2 et MCGG3 SRES B1 [GIEC (2007), CCmaC (2009)]. C'est en effet le deuxième objectif principal de notre recherche.

Par la suite, plusieurs objectifs secondaires en découlent :

a) L'utilisation d'une nouvelle méthode des désagréations des données.

Cette étude propose et valide une nouvelle approche sur la méthode de désagrégation de données. MacKey et coll. (1998) utilise pour la zone du Bassin Mackenzie une désagrégation des données climatiques en employant une fonction de régression de type Taylor pendant que Smith et Riseborough (2002a et b) utilisent des interpolations par le plus proche voisin. Nous nous proposons de démontrer qu'en utilisant un Modèle Déterminé des fonctions Stochastiques (Modèle Stochastique Déterminé - MSD), tel qu'il est théorisé par Bierkens et coll. (2000) et Faraway (2002), et en utilisant un réseau neuronal de type Jordan, aura comme effet une désagrégation complète et plus précise de données des prévisions climatiques (MCGG3). Cette approche éliminera une partie des incertitudes causées par les méthodes précédentes de désagrégation de données climatiques. Nous nous proposons aussi de discuter la qualité et la fiabilité de valeurs résultantes de cette désagrégation.

L'analyse de la fiabilité de cette nouvelle méthode de désagrégation à l'aide des fonctions stochastiques (MSD) corroborée à des résultats obtenus par le modèle amélioré (TTOP-A) d'évolution du pergélisol aboutira à des conclusions liées à la possibilité d'intégrer de multiples sources de données provenant des divers domaines d'activités

comme celles de la télédétection, de la climatologie, de la géologie et de la statistique appliquée. L'approche méthodologique qu'on propose (TTOP-A) remplit parfaitement ces critères.

b) L'utilisation d'une meilleure résolution spatiale du modèle d'évolution du pergélisol.

Nous proposons une vue globale sur l'amélioration et l'utilisation du modèle fonctionnel de prédiction du pergélisol (TTOP-A) à une résolution spatiale de 25 x 25 km à partir des données fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de troisième génération (MCCG3) ayant une résolution de 3.75° x 3.75° (approximativement 360 x 360 km)⁶.

c) L'intégration des valeurs du contenu d'eau dans le sol.

Nous proposons une approche différente pour l'intégration et l'utilisation des valeurs du contenu d'eau dans le sol, basée sur l'intégration de plusieurs sources de données. Dans leurs analyses, Smith et Riseborough (1996) utilisent une approximation générale en prenant une valeur de 50 % contenue d'eau dans le sol pour toute la longueur du transect d'étude (1440 km). Tenant compte du fait que ce transect commence dans la zone sous arctique à 72° N et arrive à une latitude d'environ 57° N, cette approximation ne peut pas refléter la situation réelle du terrain. Cependant, ce paramètre a une influence majeure dans le transfert de chaleur dans le sol [Harris (1986), Washburn (1994), Dallimore et coll. (1997), Heginbottom (2000), Delaloye (2002)]. Pour résoudre ce problème, nous utiliserons les observations fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de troisième génération (MCCG3) corroborées avec les données GRIB⁷ (GRIdded Binary) pour modéliser un nouveau rapport de conductivité thermique du sol « rk* » qui tiendra compte du type du sol, de la surface occupée de ceci et de la quantité d'eau contenue. La méthodologie, les calculs et l'analyse sont présentés dans les Chapitres IV et V.

⁶ Troisième génération du Modèle Couplé Climatique Global [CCmaC, 2010].

⁷ *World Meteorological Organization's Commission for Basic Systems*, connu comme GRIB FM 92-IX, décrit dans 'WMO Manual - Codes No.306'(2009).

d) L'intégration du type de sol (la carte des sols).

L'étude faite par Smith et Riseborough (1996) utilise un modèle de prédiction d'évolution du pergélisol avec une résolution spatiale de 360 x 360 km. Cette résolution avait été imposée par l'utilisation de données du Modèle Couplé Climatique Global de deuxième génération (MCCG2). Cependant, cette résolution ($3.7^{\circ} \times 3.7^{\circ}$) relativement petite ne permet pas de prendre en considération la spécificité de chaque type de sol présent à l'intérieur du transect d'étude (le Bassin Mackenzie). Afin de palier à cette lacune, nous utilisons dans notre étude une plus fine résolution, à savoir 25 x 25 km, en utilisant la version numérique 2004 de la "Carte de types et de la disposition des sols" fournie par la Commission géologique du Canada (2006), ainsi que la "Carte circumpolaire des types de sol"⁸ à la longueur du transect.

e) L'intégration de l'épaisseur de la couche nivale.

Nous intégrons aussi dans l'équation du modèle TTOP-A les informations concernant l'existence de la couche nivale et végétale par rapport à la position géographique et au moment de l'observation sur l'échelle temporelle. Nicholson et Granberg (1973), Ulaby et coll. (1982), Alves et coll. (1996), Koskinen et coll. (1998), Wagner et coll. (1999), Smith et Goita, (1999), Malevsky – Malevich et coll. (2000), Brown et coll. (2001), Zhang et coll. (2003) et Ranson (2003) remarquent l'importance de la neige dans le processus du transfert de chaleur vers la couche active du sol par le biais de cette interface, d'où la nécessité d'utiliser une approche plus fiable pour paramétrer l'influence de la neige « n_i^* ». Pour arriver à nos fins dans notre approche méthodologique, nous utiliserons les données GRIB (GRIdded Binary) à une résolution spatiale de 45 km ainsi que les données fournies par MCCG3.

f) L'intégration de données satellitaires.

Nous proposons l'intégration des données satellitaires (les micro-ondes) pour déterminer les paramètres estimés ou inconnus (par exemple, la température de l'air) pour les zones avec peu des observations ou des observations manquantes. Étant donné la longueur et l'emplacement du transect d'étude, cette intégration fournira de meilleures

⁸ *Northern Circumpolar Soils Map*, Tarnocai et coll. (2002).

valeurs pour les paramètres estimés qui sont utilisés actuellement dans l'équation du modèle TTOP [Smith et Riseborough (1996)]. Cette intégration nous permettra aussi de faire une analyse statistique et spatiale sur la fiabilité de cette approche, qui aboutira à des conclusions liées à l'application de cette méthode pour d'autres zones pergélisolées du Canada.

g) L'intégration et l'utilisation des valeurs de l'épaisseur du pergélisol.

Pour déterminer l'évolution du pergélisol de 2010 à 2100 nous proposons une approche qui intègre et utilise les valeurs d'épaisseur de la couche pergélisolée. Ces valeurs sont obtenues par une compilation globale de plusieurs bases des données : Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) [Burgess et coll. (2000), Ressources naturelles Canada (2004)], la version numérique de la carte produite par Heginbottom et Radburn (1992), la Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans le sol, produite par Brown et coll. (2001), les cartes compilées et produites par Burgess (1999) et Smith et Burgess (2000 et 2002a). Cette approche numérique directe nous a permis d'aller plus loin dans l'utilisation du modèle TTOP-A ainsi que dans nos conclusions concernant l'évolution du pergélisol pour les prochaines décennies.

L'intérêt de cette étude réside, premièrement, dans la possibilité de prédire les changements dans la couche du pergélisol dû au réchauffement climatique en utilisant les trois scénarios d'évolution climatique : MCGG3 SRES A2, MCGG3 SRES A1B et MCGG3 SRES B1. Deuxièmement, l'utilisation d'une méthodologie plus adéquate (TTOP-A), en employant le moins possible les approximations de paramètres utilisés actuellement dans l'équation du modèle TTOP, donnera un meilleur aperçu sur l'évolution du pergélisol dans la zone arctique canadienne pour les trois scénarios d'évolution climatique.

Une des conséquences majeures d'un réchauffement climatique, selon [Smith et Goita (1999)], est que plus de la moitié de la zone de pergélisol discontinu devrait disparaître à terme. Le décalage vers le nord de la limite entre le pergélisol continu et discontinu se chiffrera en dizaine de kilomètres, mais le problème est qu'on ne sait pas encore où ni

quand elle se stabilisera, pendant que l'épaisseur de la couche active augmentera lentement dans la zone de pergélisol discontinu. Pour ces raisons, cette recherche se propose d'apporter une contribution à ce problème.

1.5 Structure de la thèse

Cette étude est organisée en sept chapitres.

Le deuxième Chapitre intitulé « Bases scientifiques de recherche » montre les divers travaux de recherche liés au pergélisol, à sa dynamique, l'effet direct du réchauffement climatique sur la couche pergélisolée et sur le phénomène naturel qui représente l'évolution du pergélisol. Cette revue comprend des études faites par des chercheurs canadiens et d'ailleurs dans le contexte de la climatologie et de la télédétection et elle nous permettra de saisir les diverses approches et méthodologies de recherche sur l'état actuel et sur l'évolution du pergélisol dans l'hypothèse d'un changement climatique.

Dans le Chapitre III, « Données reliées à la zone d'étude », nous présentons la zone d'étude, la localisation, la végétation et le climat spécifique pour cette zone, l'état actuel de la couche de pergélisol, les types de sols ainsi qu'une description de données satellitaires SSM/I et celles du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2 et 3).

Le Chapitre IV est consacré au « Cheminement méthodologique » avec l'accent sur l'apport méthodologique et scientifique de cette étude. Par la suite, nous détaillons notre nouvelle approche méthodologique pour le modèle TTOP-A que nous avons élaboré et amélioré par rapport au modèle TTOP actuel.

Le Chapitre V « Cheminement de calcul » est dédié aux résultats intermédiaires et finaux obtenus et à leur visualisation à l'aide des outils SIG (Système d'Information Géographique). Les résultats obtenus par le modèle (TTOP-A) sont analysés et présentés sous forme de tableaux numériques, des cartes et des cartes thématiques et sous forme des graphiques. De plus, ce chapitre montre les analyses statistiques des résultats qui ont été

obtenus par l'utilisation de données provenant du MCCG2 et MCCG3 ainsi que ceux obtenus par le Modèle Stochastique Déterminé de désagrégation (MSD).

Le Chapitre VI « Discussions » présente les limites du modèle TTOP-A, un constat des résultats obtenus, leur validation et leur interprétation dans le contexte actuel de la climatologie, ainsi qu'un regard critique par rapport au modèle TTOP utilisé par Smith et Riseborough (1996).

Finalement, le Chapitre VII « Conclusions » énonce, sur la base de résultats obtenus, nos conclusions de recherche concernant l'évolution de la couche du pergélisol et de la pertinence de cette étude. Par la suite, nous procédons à des recommandations finales.

2 BASES SCIENTIFIQUES DE RECHERCHE

2.1 Introduction

La plupart des modèles de simulation climatiques montrent que l'augmentation des gaz anthropogènes à effet de serre aura comme conséquences l'augmentation de la température de la Terre. Cependant, le réchauffement du système climatique est sans équivoque. Selon le Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions⁹, les émissions mondiales de GES (en équivalent-CO₂) augmenteront de 25 à 90 % entre 2000 et 2030, les combustibles fossiles gardant une place prépondérante parmi les sources d'énergie jusqu'en 2030 et au-delà. La poursuite des émissions de GES au rythme actuel ou à un rythme plus élevé devrait accentuer le réchauffement et modifier profondément le système climatique au XXI^e siècle. Il est très probable que ces changements seront plus importants que ceux observés pendant le XX^e siècle.

2.2 Les échanges de chaleur et le bilan énergétique

La température moyenne d'un sol représente le niveau moyen de chaleur emmagasinée dans le sol [Musy et Soutter (1991)]. Les variations de cette valeur de température moyenne représentent l'échange énergétique entre le sol et l'atmosphère et il se produit sous forme d'énergie radiative, thermique et latente. Les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère se produisent sous forme de chaleur sensible et chaleur latente qui, principalement, sont représentées par le processus de convection thermique et celui d'évapotranspiration.

⁹ GIEC, 2007.

L'échange d'énergie d'agitation thermique par convection constitue le principal processus de transfert de chaleur sensible entre le sol et l'atmosphère. Le fluide transporteur est l'air atmosphérique dont la dynamique constitue par sa nature un phénomène très complexe. L'échange de chaleur sensible par convection thermique s'effectue par convection naturelle (par thermodiffusion) et en même temps par convection forcée (par l'action du vent). Le flux de chaleur sensible \vec{C} dû à la convection naturelle peut s'écrire [Musy et Soutter (1991)] :

$$\vec{C} = \rho_a c_{pa} D_T \vec{\text{grad}} T \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (2.1)$$

où ρ est la masse volumique de l'air, c_{pa} est sa capacité massique isobare, D_T est la diffusivité moléculaire de thermodiffusion et $\text{grad}T$ est le gradient thermique.

Le flux de chaleur dû à la convection forcée est difficile à exprimer [Musy et Soutter (1991), Gaoli et coll. (2010)], mais de façon générale il représente l'augmentation de la diffusivité moléculaire D_T proportionnelle à la vitesse du vent.

L'évapotranspiration implique une consommation d'énergie de $2.3 \cdot 10^6$ J/Kg et représente la chaleur sensible convertie en chaleur latente transférée par le flux de masse de vapeurs d'eau. Pour plus de détails, voir Musy et Soutter (1991).

En conséquence, le bilan énergétique qui représente l'énergie rayonnante nette (Q^*) captée par la surface et épuisée par les échanges turbulents entre la surface et l'atmosphère et par les échanges conductifs entre la surface et le sol peut s'exprimer [Singh et coll. (1983), Renaud et coll. (1991), Kandel et Fouquart (1992), Beauchamp (2003), Singh (2009)] :

$$Q^* = QE + QH + QG + (Qfn + Qph) \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (2.2)$$

où QE est la chaleur latente turbulente de vaporisation (Wm^{-2}), QH est la chaleur sensible turbulente (Wm^{-2}), QG est le flux conductif de chaleur dans le sol (Wm^{-2}), Qfn est le flux de chaleur utilisé dans la fonte de la neige (Wm^{-2}) et Qph est flux de chaleur utilisé dans

le processus de photosynthèse végétale (Wm^{-2}). Le flux de chaleur utilisé dans la fonte de la neige (Q_{fn}) est présent quelques semaines au printemps et il représente moins de 5 % de Q^* (l'énergie rayonnante nette) [Singh (2009)]. De même, le flux de chaleur utilisé dans le processus de photosynthèse végétale (Q_{ph}) est présent seulement quelques mois en été. Pour ces raisons, la formule de calcul de la moyenne annuelle du bilan énergétique peut s'exprimer [Singh (2009)]:

$$Q^* = QE + QH + QG \quad (Wm^{-2}) \quad (2.3)$$

La composante QH (le flux de chaleur sensible) qui est ressentie comme la température de l'air représente 20 % de Q^* . La composante QE (le flux de chaleur latente) représente l'énergie emprisonnée à l'intérieur de la vapeur d'eau et relâchée par condensation et elle compte pour 70 % de Q^* .

La composante QG est la fraction de 10 % du rayonnement solaire (Q^*) qui représente le flux de chaleur qui se propage dans le sol par conduction moléculaire et il dépend de la conductivité thermique et du gradient de température du milieu [Singh (2009)].

À une profondeur donnée, ceci s'exprime de la façon suivante [Singh et coll. (1983), Weller et coll. (1990)] :

$$QG = -K_s [(T_2 - T_1)/(Z_2 - Z_1)] \quad (Wm^{-2}) \quad (2.4)$$

ou plus général (Vesperini (2004)) :

$$QG = -K_s \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (Wm^{-2}) \quad (2.5)$$

où T_2 et T_1 sont les températures de la surface ($^{\circ}C$) (T_2) et respectivement, de l'intérieur du sol (T_1) (en K), Z_1 et Z_2 sont les profondeurs auxquelles T_2 et T_1 ont été mesurées (m) et K_s est la conductivité thermique du sol ($W m^{-1} K^{-1}$). Le signe " - " (moins) représente la direction de transfert de la chaleur.

Le transfert de chaleur de la surface vers la partie supérieure de la couche de pergélisol est, principalement, en fonction du type de sol. Le Tableau I (page 18) montre les valeurs de la conductivité thermique pour la glace, la neige et différents types de sols [Nidal et coll. (2000), Vesperini (2004)]. Habituellement, dans le processus naturel du transfert de chaleur dans le sol, on retrouve une action combinée de toutes les composantes mentionnées [Harris (1986), Vesperini (2004)].

Selon Harris (1986) c'est cette quantité de chaleur (QG) qui arrivant à la partie supérieure du pergélisol, via la couche active du sol, gouverne son évolution. Cette quantité est biaisée, comme nous avons mentionné, par le type du sol (la conductivité thermique du sol), par le type de la couche qui se retrouve au-dessus (la neige ou la végétation) et en étroite liaison avec la température de la surface.

Tableau I – Les valeurs de la conductivité thermique pour différents types de sols
(Source : Nidal et coll. (2000), Vesperini (2004))

<i>Matériel</i>	<i>Condition</i>	<i>Conductivité thermique</i> ($W m^{-1} K^{-1}$)
Glace	0°C Pure	2.24
Neige	Nouvelle	0.08
Neige	Tassée	0.42
Roche	Solide	2.90
Sol minéral	Solide	2.50
Quartz	Solide	8.80
Sable		0.58 à 1.94
Sol terreux ¹⁰ sableux		0.19 à 1.12
Sol terreux		0.29 à 0.76
Sol terreux argileux		0.29 à 0.76
Matière organique		0.25

La profondeur de pénétration de la température de surface dans le sol est fonction notamment :

¹⁰ Engrais naturel composé d'une terre riche en matières organiques d'origine végétale ou animale (Office québécois de la langue française (2004))

1. De l'enneigement; une couche de neige implique un arrêt de la perte de chaleur par rayonnement infrarouge du sol (stabilisation de la température du sous-sol). La durée de la couverture de neige est également importante. L'estimation de l'effet d'isolation sur la température du sol est explicitée par la relation [Washburn (1994)] :

$$\Delta_{\theta} = \frac{1}{\pi} A^* \left(1 - \frac{A(\chi)}{A^*} \right) \quad (2.6)$$

où : Δ_{θ} est le changement dans la moyenne annuelle de température pour le sol comme suite à l'influence de la neige ($^{\circ}\text{C}$); A^* est l'amplitude de la moyenne annuelle de température (l'écart entre la température au sol pendant l'été et la température de la surface de la neige pendant l'hiver) ($^{\circ}\text{C}$); $A(\chi)$ est l'amplitude résultante du passage d'onde thermique avec l'amplitude A^* par la couche de neige avec l'épaisseur χ (m).

2. De la durée (en jours) et de la magnitude ($^{\circ}\text{C}$) de la période froide [Romanovsky et coll. (2002)].

3. De la température du sous-sol; bien que la température de l'air fournit une mesure de la chaleur reçue par l'advection et rayonnement, il n'y a pas un rapport cohérent avec la température du sol [Harris (1986)] en raison de l'interférence des autres facteurs [Brown (1978)]. Le climat n'est pas une évolution constante et la température moyenne annuelle de l'air ($^{\circ}\text{C}$) (MAAT – Figure 2, page 24) ne se corrèle pas avec la distribution de pergélisol [Dallimore et coll. (1997), Xin et coll. (1999), Delaloye (2002)].

4. De la topographie locale; celle-ci détermine le microclimat par la modification de la quantité de rayonnement solaire reçue par la surface terrestre. L'orientation, la pente et l'angle d'incidence sont les facteurs principaux, particulièrement importants entre les latitudes de 55° et 66° N [Washburn (1994)]. Dans des situations polaires, les 24 heures de l'insolation en été surmontent partiellement cet effet. Au micro échelle, la topographie locale cause des modifications dans la végétation (l'été) ou dans la couverture de neige (l'hiver) et l'hydrologie, qui, à leur tour, modifient l'épaisseur de la couche active et la

distribution des taliks¹¹ [Harris (1986), Smith et Riseborough (1996)].

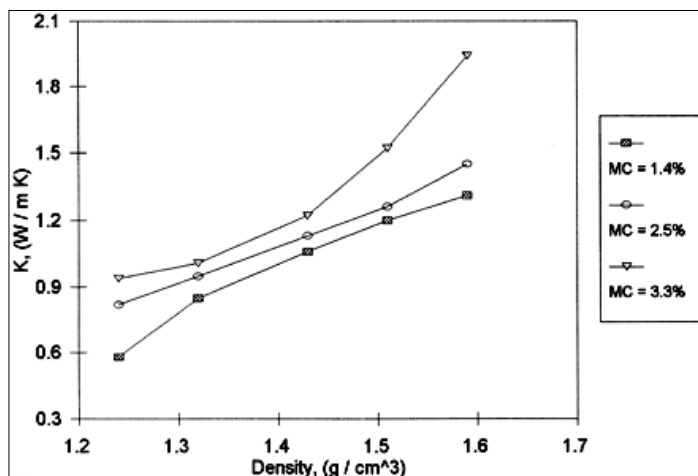
5. De la végétation; la couverture de végétation modifie le microclimat. Cet effet diminue dans le secteur de pergélisol continu et il est pratiquement absent des déserts polaires [Harris (1986)]. L'effet le plus évident de la végétation est de réduire la profondeur du dégel dans la couche active en protégeant le sol de l'insolation.

6. De la conductivité thermique du sol et de la quantité d'eau contenue dans le sol. Ces deux paramètres sont étroitement liés et la conductivité thermique du sol est gouvernée par le volume d'eau existant. Chaque type du sol a une conductivité thermique propre (Tableau I, page 18), mais le transfert de chaleur vers la partie supérieure du pergélisol est biaisé par le volume d'eau contenu (Figure 1, page 21) [Campbell (1985), Nidal et coll. (2000)]. Une relation mathématique très élaborée qui lie le type et la densité spécifique du sol à la quantité d'eau contenue se trouve dans Birkeland (1984), Campbell (1985), Campbell et coll. (1998), Jensen et coll. (2002) et Becker et coll. (2002). Ce dernier trouve, de façon empirique, de bonnes valeurs de corrélation entre différents types de sol (sable, loam¹², argile, tourbe) et leur contenu en eau.

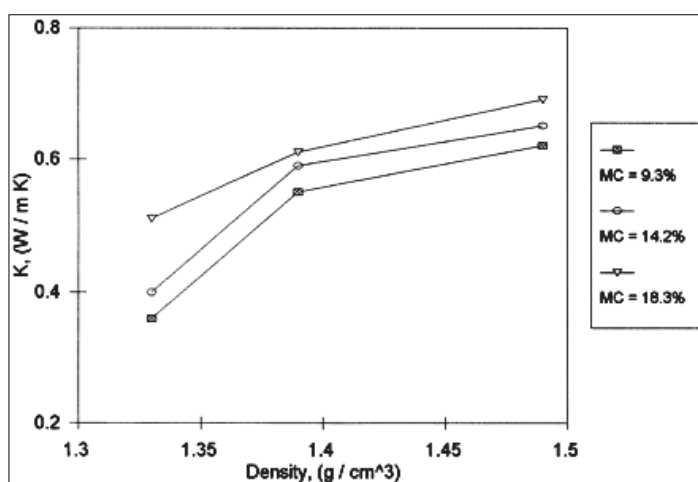
Par ailleurs, la conductivité thermique du sol et la quantité d'eau contenue sont les deux composantes que nous utilisons dans le développement du modèle TTOP-A (§ 4.2.3). Pour cette raison, nous mettons l'accent sur la dépendance de la conductivité thermique du sol par rapport à la quantité d'eau contenue. Nidal et coll. (2000) arrive à la conclusion que la conductivité thermique du sol augmente avec la densité de masse du sol dû à la diminution de la porosité. Cependant, la conductivité thermique du sol est gouvernée premièrement par la quantité d'eau contenue et dans une moindre proportion, par la concentration de sel et la quantité de matière organique [aussi in Jury et coll. (1991), Bristow et coll. (1994) et Beilman et coll. (2003)]. La Figure 1 (page 21) montre les variations de la conductivité thermique en fonction du type du sol pour de différents pourcentages de la quantité d'eau contenue.

¹¹ Couches ou masse de sols non gelés à l'intérieur du pergélisol. Lentilles de matériau non gelé dans un pergélisol. [Office québécois de la langue française (1985)]

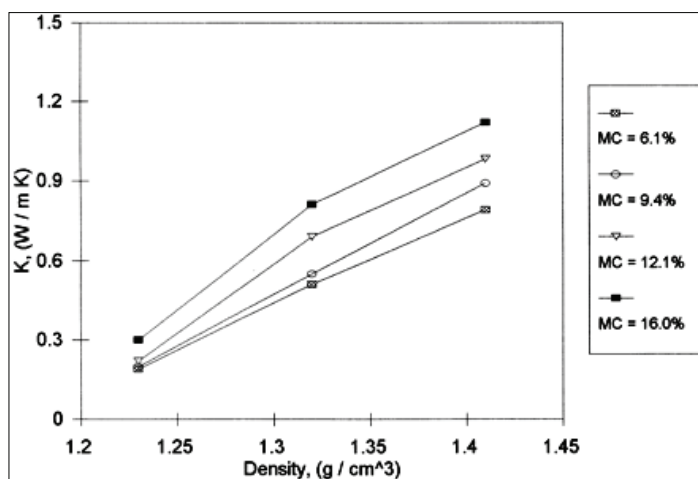
¹² Le loam est une classe texturale composé moins de 52 % de sable, 28 à 50 % de limon et de 7 à 27 % d'argile [Environment Canada, 2009, Office québécois de la langue française (2010)].



a) La conductivité thermique du sable en fonction de la quantité d'eau [0.4, 2.5, 3.3 %].



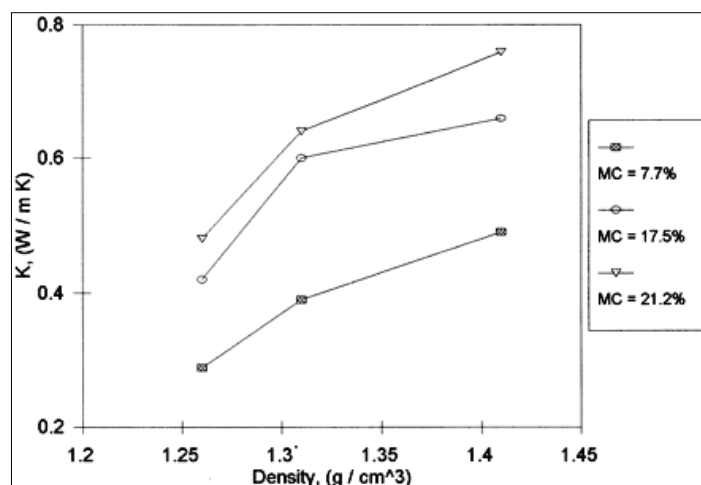
b) La conductivité thermique du sol terreux argileux en fonction de la quantité d'eau [9.3, 14.2, 18.3 %].



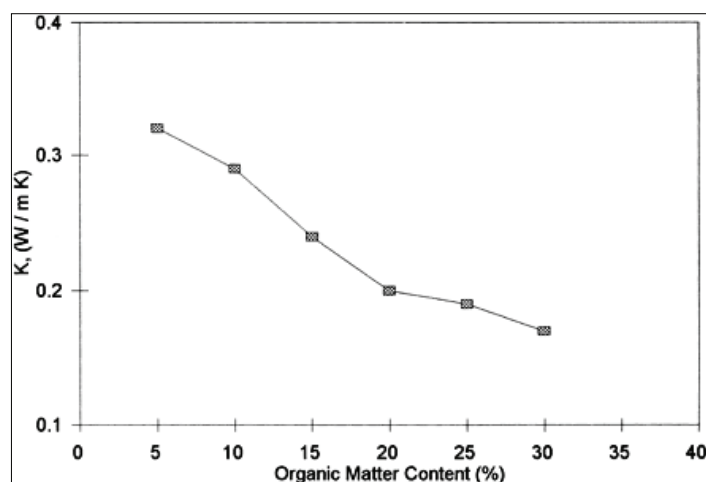
c) La conductivité thermique du sol terreux sableux en fonction de la quantité d'eau [6.1, 9.4, 12.1, 16.0 %].

Figure 1 – Les variations de valeurs de conductivité thermique pour différents types du sol en fonction de la quantité d'eau contenue :

a) sable, b) sol terreux argileux, c) sol terreux sableux, d) sol terreux, e) sol terreux argileux. [Source : Nidal et coll. (2000)].



d) La conductivité thermique du sol terreux en fonction de la quantité d'eau (7.7, 17.5, et 21.2 %).



e) La conductivité thermique du sol terreux argileux en fonction de la quantité de matière organique

Figure 1 – (suite) Les variations de valeurs de conductivité thermique pour différents types du sol en fonction de la quantité d'eau contenue :

a) sable, b) sol terreux argileux, c) sol terreux sableux, d) sol terreux, e) sol terreux argileux [Source : Nidal et coll. (2000)].

$$1 \text{ g cm}^{-3} = 10^{-3} \text{ Kg m}^{-3}$$

2.3 Profile thermique du sol pergélisé

Le processus du transfert de chaleur dans le sol est gouverné par trois régimes de température (Figure 2, page 24) [Smith et Riseborough (1996)]:

- La température de l'air (°C) (MAAT - *Mean annual air temperature*).
- La température à la surface du sol (°C) (MAGST - *Mean annual ground surface temperature*).
- La température à la partie supérieure du pergélisol (°C) (TTOP - *Mean temperature at the top of permafrost*).

Selon Smith et Riseborough (2002a), la température annuelle de l'air (°C) (MAAT) peut s'exprimer par :

$$MAAT = \frac{(I_t - I_f)}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.7)$$

où : « I_t » est l'indice de dégel pour la température de l'air (°C)(degrés-jours), « I_f » est l'indice de gel pour la température de l'air (°C)(degrés-jours; valeurs positives) et « P » est la période d'une année (365 jours).

La température de la surface du sol (°C) (MAGST) est [Smith et Riseborough (2002a)] :

$$MAGST = \frac{(n_t * I_t) - (n_f - I_f)}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.8)$$

où : « n_t » est le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'été (l'effet de la végétation) et « n_f » est le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver (l'effet de la neige).

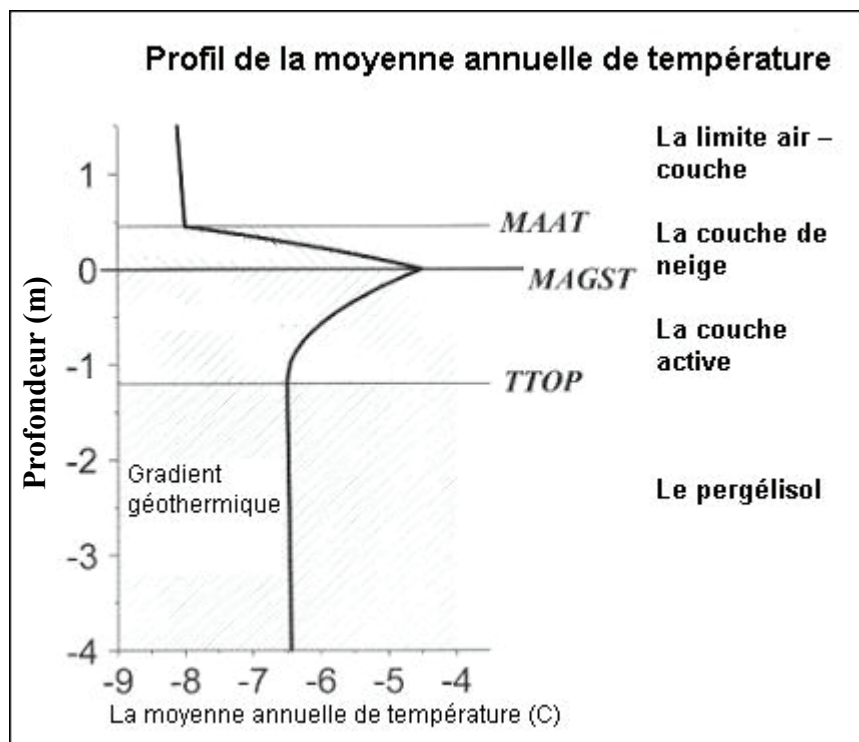


Figure 2 – Le régime thermique pour le sol pergélisolée [Source : Smith et Riseborough (2002a et b)].

Les facteurs « nt » et « nf » dans l'équation (2.7) représentent l'effet de la végétation et respectivement de la neige. Pendant l'été, la couche végétale introduit une inertie thermique (un retardement thermique – Smith et Riseborough (2002a)) qui engendre des valeurs plus basses de températures à la surface du sol que celles de l'air. Le même phénomène d'inertie thermique s'observe pendant l'hiver, mais en sens inverse : la température du sol est plus élevée que celle de l'air. Selon Harris (1986), Smith et Riseborough (1996) et (2002a et b), cette inertie thermique joue un rôle primordial dans la pérennité du pergélisol : elle atténue les chocs thermiques pendant les basses températures durant l'hiver et prolonge la période de gel dans la couche active quand la saison chaude s'amorce. La température de la couche active, et implicitement le transfert de chaleur vers la partie supérieure du pergélisol est retardé par rapport à celle de l'air.

La température moyenne annuelle du sol ($^{\circ}\text{C}$)(MAGST) est en fonction de la température moyenne annuelle de l'air ($^{\circ}\text{C}$)(MAAT). Le pergélisol existe lorsque $\text{MAAT} < 0^{\circ}\text{C}$ [Smith et Riseborough (1996)]. En réalité, de nombreux facteurs interviennent (la date d'enneigement, la quantité, la durée et le type de la couverture du sol, la nature de la couche active, l'orientation, etc.) font que [Delaloye (2002)] :

$$\text{MAGST} = \text{MAAT} + 3.5^{\circ}\text{C} \pm 3.5^{\circ}\text{C} \quad (^{\circ}\text{C}) \quad (2.9)$$

La relation (2.7) met en place les limites de dépendance entre la température de l'air et celle du sol et donne la condition d'existence du pergélisol. Pour un sol nu, sans végétation ou avec une végétation très espacée (pendant l'été) et sans accumulation de neige (pendant l'hiver), cette équation devient :

$$\text{MAGST} = \text{MAAT} + 3.5 - 3.5 \longrightarrow \text{MAGST} = \text{MAAT} (^{\circ}\text{C}) \quad (2.10)$$

Donc, on peut considérer la température de la surface du sol égale à celle de l'air.

À l'autre extrême, on retrouve l'équation (2.11) sous forme de :

$$\text{MAGST} = \text{MAAT} + 3.5 + 3.5 \longrightarrow \text{MAGST} = \text{MAAT} + 7 (^{\circ}\text{C}) \quad (2.11)$$

Selon Haeberli (1985) et Delaloye (2002), cette condition (2.9) est plus réaliste et souvent rencontrée sur terrain. L'isotherme atmosphérique de 0 °C ne coïncide pas avec la limite d'existence du pergélisol. Le pergélisol se retrouve plus au sud, plutôt entre l'isotherme atmosphérique de 2 °C et celle de 3 °C [Haeberli (1985), Washburn (1994)].

Par ailleurs, Xin et coll. (1999) énonce la condition d'un changement dans la stabilité de la partie supérieure du pergélisol : la température de la surface du sol (°C)(MAGST) devrait être :

$$\text{MAGST} = 0.414 \exp^{(0.326 * \text{MAAT}) - 1} \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.12)$$

L'équation (2.12) fait la liaison entre la température de l'air (°C)(MAAT), celle de la surface du sol (°C)(MAGST) et la perte de chaleur due à la propagation dans la couche active du sol. Selon Xin et coll. (1999) cette relation peut s'appliquer seulement pour le pergélisol existant dans les zones boréales, dépourvues des forêts.

2.4 Régime thermique du pergélisol

Le régime thermique du pergélisol (Figure 3, page 27) est dépendent de la quantité de chaleur qui arrive à la partie supérieure de la couche pergélisolée et de l'épaisseur de la couche active. Cette quantité est [Washburn (1994)]:

$$Q_K = A * k_s * i_g \quad (\text{J Kg}^{-1} \text{s}^{-1}) \quad (2.13)$$

où « Q_k » est la quantité de chaleur ($\text{J Kg}^{-1} \text{s}^{-1}$), « A » est la surface (m^2), « k_s » est la conductivité thermique ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) et « i_s » est le gradient géothermique ($^\circ\text{C m}^{-1}$).

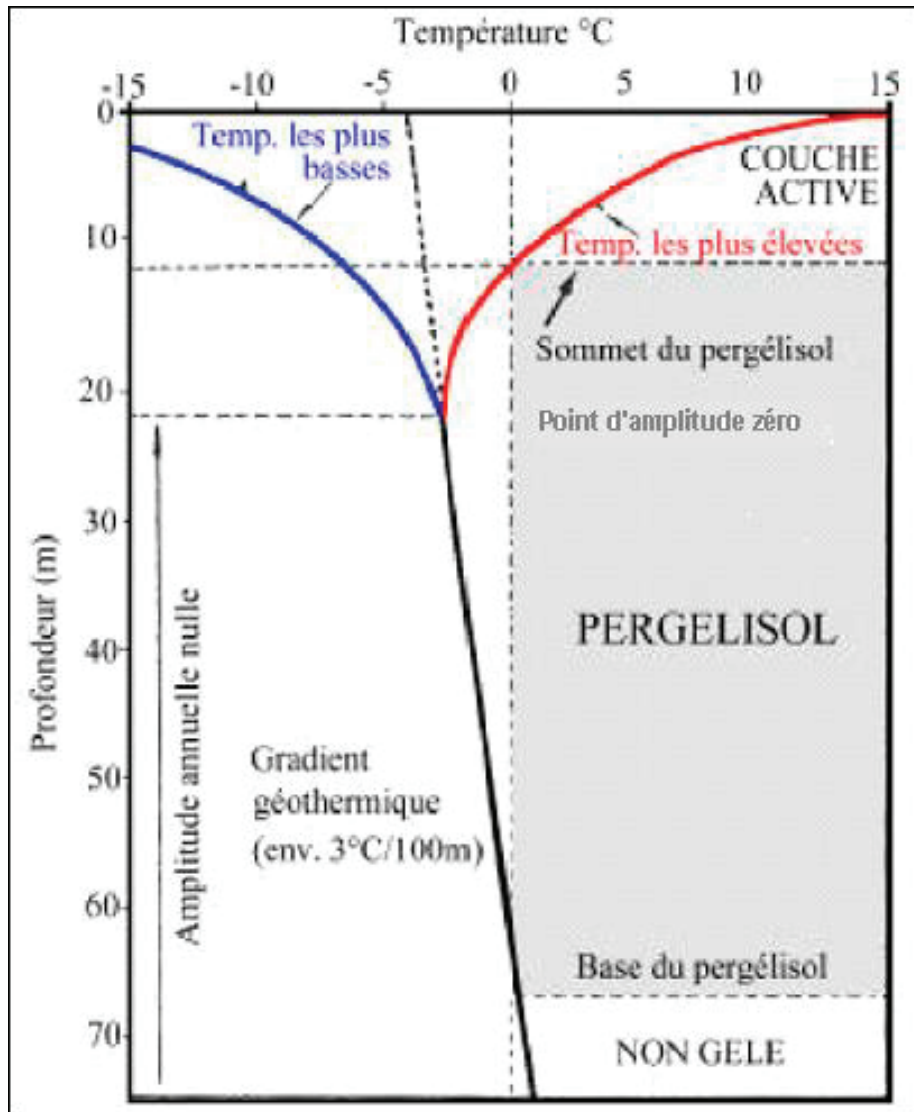


Figure 3 – Le régime thermique du pergélisol [Source : Environnement Canada (2003)].

2.4.1 Point d'amplitude zéro

Le point à partir duquel il n'y a plus de changement discernable de température est nommé "profondeur d'amplitude annuelle zéro" (Figure 3, page 27) [Delaloye (2002)]. La profondeur d'amplitude annuelle zéro pour un profil thermique du pergélisol est calculée avec la relation [Washburn (1994)] :

$$z = \sqrt{12at} \quad (\text{m}) \quad (2.14)$$

où « z » est la profondeur (m), « a » est la diffusivité thermique¹³ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) et « t » est le temps (s).

La température à ce point est [Washburn (1994), Delaloye (2002)] :

$$T_A = T_a + \frac{A_m}{2} \left(1 - \frac{1}{f} \right) \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.15)$$

où : « T_A » est la température ($^\circ\text{C}$) au point d'amplitude annuelle zéro, « T_a » est la moyenne annuelle de température de l'air ($^\circ\text{C}$), « A_m » est l'amplitude annuelle de la moyenne mensuelle de l'air ($^\circ\text{C}$) et :

$$f = e^{z^* \sqrt{\frac{\pi}{K\Omega}}} \quad (\text{m}) \quad (2.16)$$

où : « z » est l'épaisseur de la couche de neige (m), « k » est la diffusivité thermique de la neige ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) et « Ω » est la période d'oscillation de la moyenne de température pour une année (mesurée en heures).

Selon Harris (1986) et Washburn (1994), la température au point d'amplitude annuelle zéro estime la moyenne annuelle de température pour la surface du sol et elle est d'environ 3°C plus élevée que celle de la surface. Cette température (T_A) est aussi égale à la moyenne annuelle de température pour la partie supérieure du pergélisol [Washburn, 1994].

¹³ Selon Washburn (1994), on doit utiliser le terme de 'diffusivité thermique' et non de 'conductivité thermique'.

2.4.2 Gradient géothermique

La température sous la surface de la Terre augmente avec la profondeur. Cette variation de température est connue sous le nom de *gradient géothermique* (Harris, 1986, Heginbottom, 2000). Plusieurs chercheurs [Smith et Riseborough (1983), Harris (1986), Washburn (1994), Heginbottom (2000), Delaloye (2002)] font référence à ce gradient géothermique comme à une composante du profil thermique pour une zone pergélisolée. Le flux de chaleur géothermale arrête le gel à la base de la couche de pergélisol pérenne et fond cette partie pour le pergélisol dégradé (discontinu). Même si les valeurs thermiques sont très petites par rapport aux d'autres paramètres du profil (la température au sol), le flux de chaleur géothermale est constant, avec une présence continue et presque invariable au point considéré [Washburn (1994)].

Cependant, la valeur du flux de chaleur géothermale (q_i) diffère d'un point à l'autre, mais cette valeur peut être considérée d'environ 16736×10^4 ($J m^{-2} an^{-1}$) (Washburn, 1994). Si on considère la valeur de 334.72×10^3 (JKg^{-1}) ou 292.88×10^6 (Jm^{-3}) (Washburn, 1994) la quantité de chaleur nécessaire pour fondre la neige, et en assumant un pourcentage de glace de 30 % dans le volume total du sol, la chaleur (q_f) nécessaire pour fondre la glace dans sol selon Harris (1986) et Washburn (1994) est :

$$q_f = 0.3 \times 292.88 \times 10^6 [Jm^{-3}] = 87.864 \times 10^6 [Jm^{-3}] (Jm^{-2}an^{-1}) \quad (2.17)$$

La quantité maximale du degél pour la base de la couche de pergélisol due au flux de chaleur géothermale est [Washburn (1994)] :

$$\frac{q_i}{q_f} = \frac{\frac{167,36 \times 10^4 J}{m^2 an}}{\frac{87,864 \times 10^6 J}{m^3}} \cong 1,904 \frac{m}{an} 10^{-2} \cong 2 \frac{cm}{an} \quad (2.18)$$

Par exemple, si la couche gelée a une épaisseur (H) de 200 m, pour fondre totalement cette couche seulement par le biais du flux de chaleur géothermale (qf), on a besoin d'une période (P) de 10 000 ans :

$$Periode = \frac{20000(cm)}{2(cm\ an^{-1})} = 10000 \quad (\text{années}) \quad (2.19)$$

Quand le flux de chaleur est constant, le gradient géothermique est inversement proportionnel à la conductivité thermique du sol. Considérant un terrain pergélisolé, le flux de chaleur prend des valeurs situées entre $1^{\circ}\text{C} \times 22\ \text{m}^{-1}$ et $1^{\circ}\text{C} \times 60\ \text{m}^{-1}$ (Washburn, 1994). Pour une période assez longue, l'épaisseur du pergélisol peut être corrélée à la température du sol et à son gradient géothermique par l'équation (Washburn, 1994) :

$$H = \frac{T}{-t} \quad (\text{m}) \quad (2.20)$$

où : « H » est l'épaisseur du pergélisol (m), « T » est la moyenne annuelle de température à la surface du sol ($^{\circ}\text{C}$) et « t » est le gradient géothermique ($^{\circ}\text{C}\ \text{m}^{-1}$).

Au Canada, Bachu (1985, 1988) et Bachu et coll. (1992) détermine la valeur du gradient géothermique à partir de forages effectués dans la zone nord d'Alberta, les Territoires de Nord-Ouest et de Yukon. Cette valeur se situe entre $20\ ^{\circ}\text{C}\ \text{km}^{-1}$ ($0.02\ ^{\circ}\text{C}\ \text{m}^{-1}$) dans la partie sud de la zone et de $45\ ^{\circ}\text{C}\ \text{km}^{-1}$ ($0.045\ ^{\circ}\text{C}\ \text{m}^{-1}$) dans la partie nord (Figure 4, page 32). Les valeurs élevées du gradient géothermique dans la partie nord du T. N-O. sont dues à l'extension vers le nord de l'Arc Magmatique du Lac d'Ours [Bachu (1988)].

En 2010, EBA Engineering Consultants Ltd. publie le rapport la "Carte de conditions géothermales favorables pour le Territoires de Nord-Ouest"¹⁴ ayant comme but l'avancement des connaissances et de la compréhension du potentiel énergétique géothermal existant dans les Territoires de Nord-Ouest. Les résultats représentent une

¹⁴ *Geothermal Favourability Map Northwest Territories (report), 2010.*

compilation de plusieurs sources: NTGO (Northwest Territories Geoscience Office), NRCan, CanGEA, la Commission Géologique du Canada (CGC) et le Gouvernement d'Yukon (Département de l'Énergie, Mines et Ressources Naturelles). Cependant, la plus pertinente source d'information concernant le gradient thermique du sol reste les forages d'hydrocarbures et de gaz dans la Bassin Ouest Canadien de Sédiments, le Corridor Mackenzie et le Delta Mackenzie [Geothermal Favourability Map Northwest Territories (report) (2010)].

Selon le rapport, le Corridor Mackenzie présente un gradient de température du sol d'approximativement 45 °C/km. Des anomalies distinctes ont été décelées dans la partie sud du bassin Mackenzie (> 60 °C/km) et dans le Corridor Mackenzie près de Tulita, Deline, Norman Wells, Fort Good Hope et au sud du Fort McPherson (40 — 55 °C/km). La rivière Liard et le sud du Bassin Mackenzie présentent les plus élevées valeurs de gradient thermique pour les Territoires de Nord-Ouest : près de Fort Simpson et Fort Providence ces valeurs ont été estimées être de 50 à 60 °C/km, valeurs qui représentent aussi les plus grande anomalies thermiques connues au Canada [Geothermal Favourability Map Northwest Territories (report) (2010)].

Cependant, pour la partie ouest du T.N-O, près de la limite avec la Colombie Britannique, Majorowicz et coll. (2005) trouvent une valeur du gradient thermique du sol qui varie entre 20 et 90 °C/km pour des forages de 200 m à 4000 m de profondeur.

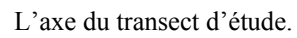


Figure 4 – La distribution de valeurs ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$) du gradient géothermique dans le Bassin Mackenzie [Source : Bachu (1988)]

Dans cette étude, nous ne considérons pas cette composante dans la nouvelle équation TTOP-A étant donné que son influence est minime pour une période de 100 ans et que les données concernant le sujet sont insuffisantes et dispersées. De plus, l'objectif principal est de déterminer une nouvelle approche de calcul des valeurs de température pour la partie supérieure du pergélisol et de visualiser la carte d'évolution des températures jusqu'en 2100.

2.5 Pergélisol et tendances au Canada

Dans l'Hémisphère Nord, selon Williams et coll. (1989) et Zhang et coll. (1999), le pergélisol est présent dans une proportion de 24 % de la surface (approximativement 22.77 millions Km²). Déterminer et localiser la couche gelée est difficile [Williams et coll. (1989)] et c'est seulement dans les derniers 50 ans que les géologues ont commencé à cartographier celui-ci. Zhang et coll. (1999) montre que la majorité du pergélisol dans l'Hémisphère Nord se retrouve entre 60° N et 68° N et que 37 % de cette surface relève d'Alaska et du Canada, entre la latitude ouest de 60° et celle de 165° (Figure 5, page 34).

Au Canada, Taylor et coll. (2000) étudient l'épaisseur du pergélisol dans la vallée du Mackenzie en utilisant les données de forages d'exploration d'hydrocarbures. Les cartes établies montrent que le pergélisol atteint 663 m dans la zone de Tuktoyaktuk et environ 100 m dans le delta du Mackenzie. Plus au sud, il varie entre 35 et 143 m dans la région de Norman Wells, mais il est presque inexistant dans la région de Fort Simpson et Yellowknife. L'étude de Burgess et coll. (2000) sur l'oléoduc enfoui dans le pergélisol dans la zone du Bassin Mackenzie parle d'une proportion de gélisol qui varie d'environ 80 % dans la partie nord et de 30 % dans la partie sud du bassin en distinguant en moyenne deux zones de transition gelée et non gelée par kilomètre. De plus, la glace est présente en proportion de 20 % à 40 % dans la zone pergélisolée.

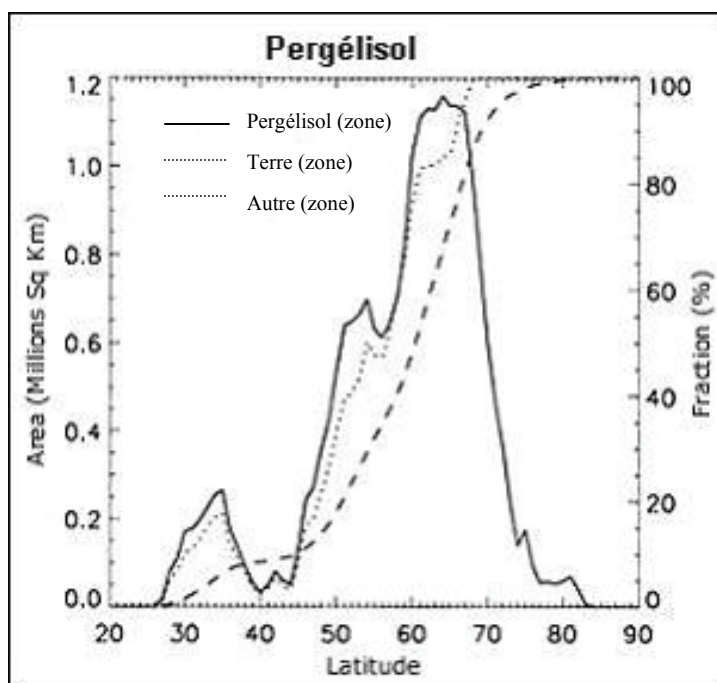


Figure 5 – Les variations du pergélisol dans l’Hémisphère Nord en fonction de la latitude [Source : Zhang et coll. (1999)]

Brown et coll. (1997) remarque que, pour la période de 1946 à 1995, l’épaisseur de la neige en hiver et au début du printemps a baissé d’approximativement 7 %, surtout dans les Prairies et le Bassin Mackenzie. Ces résultats sont confirmés par Dyke (2000) qui observe une hausse de la moyenne annuelle de température de 1 à 2 °C pour le dernier siècle, ayant comme résultat une diminution de la couche nivale dans la région du Mackenzie (Figure 6, page 35).

Pour la même zone du Bassin Mackenzie, Burgess et coll. (2000) remarquent un amincissement de la couche pergélisolée de 0.5 m à Norman Wells et de 1.5 m à Fort Simpson sur une période de 50 ans. L’étude utilise aussi le scénario d’un changement climatique jusqu’en 2050, dû à un dédoublement de la concentration de (CO₂). Dans cette hypothèse, pour la région de Norman Wells le dégel pourra atteindre une profondeur de 10 m.

Suite à une dégradation excessive de la couche du pergélisol, les effets seront néfastes sur les fondations et la stabilité de structures dans la région [Heginbottom (2000), Couture et coll. (2000), Frauenfeld et coll. (2006)]. Aylsworth et coll. (2000) étudient les matériaux les plus susceptibles de se tasser suite à un dégel. Parmi ces matériaux, les tourbières oligotrophes à contenu élevé en glace, qui ont un potentiel de compressibilité élevé et qui composent la grande partie de la région du Mackenzie, disparaîtront à terme. Ce tassement engendra des risques pour les structures et la topographie locale.

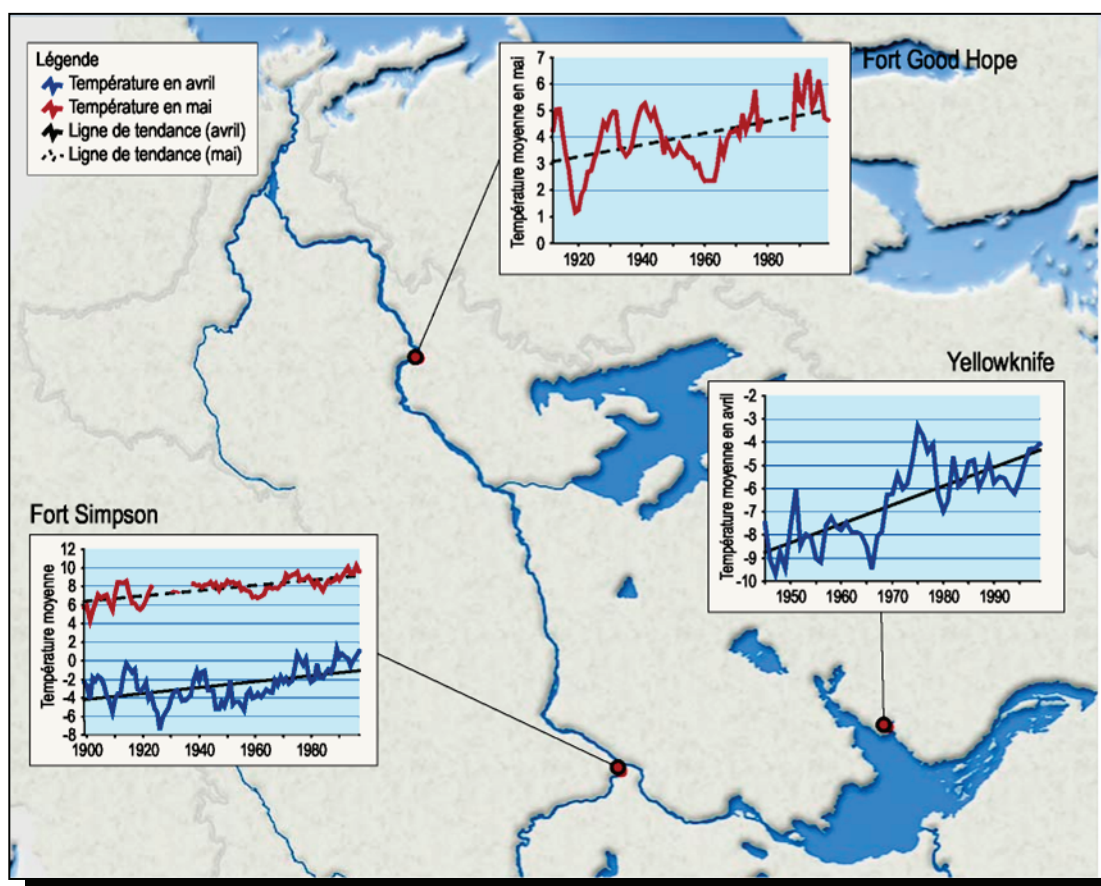


Figure 6 – La tendance à la hausse de la moyenne annuelle de température de l'air dans le Bassin Mackenzie : Fort Simpson, Yellowknife, Fort Good Hope [Source : Rapport sur l'état de l'écosystème du Bassin Mackenzie (2003)].

Les données de température enregistrées pendant les 30 dernières années pour la couche pergélisolée, qui ont été obtenues dans différentes zones nordiques du globe montrent un réchauffement significatif. La température du sol a la tendance générale à

suivre la température de l'air. Cette tendance est plus visible pour des latitudes moyennes, entre 55° et 65° N. Le réchauffement climatique récent a modifié considérablement la température du sol (1° à 3° de plus que les attentes). Pour certaines régions, le pergélisol est très près de 0° et pour d'autres régions la dégradation du pergélisol est déjà enclenchée [Osterkamp et coll. (2000), Romanovsky (2009)]

Tableau II – Les tendances récentes pour la température du pergélisol.
(partiel) - [Source : Romanovsky et coll. (2009)]

<i>Région</i>	<i>Tendance de la température dans la couche de pergélisol</i>	<i>Référence</i>
<i>Northern Mackenzie basin (28 m), 1990-2000</i>	+0.1°C/année	Geological Survey of Canada data: Couture et coll. (2003)
<i>Central Mackenzie basin (15 m), 1985-2000</i>	+0.03°C/année	Geological Survey of Canada data: Couture et coll. (2003)

Dans leur étude Smith et coll. (2010) présentent l'état du pergélisol en Alaska et Canada pour 350 forages (Figure 7, page 37) dans le contexte de l'Année Polaire Internationale (International Polar Year (IPY)). Les auteurs trouvent la température du pergélisol sporadique pour ces zones en dessous de -3 °C et elle peut atteindre -15 °C dans les zones avec de pergélisol continu. Ces valeurs de température varient en fonction de l'épaisseur et du type de la couche active et on peut rencontrer le point de l'amplitude zéro (voir Figure 3, page 27) à une moindre profondeur dans des sols minéraux. En relation avec la température de l'air, celle du pergélisol a été généralement plus élevée par rapport à celle enregistrée pour les zones arctiques du Canada pendant les années 1970 [Smith et coll. (2010)].

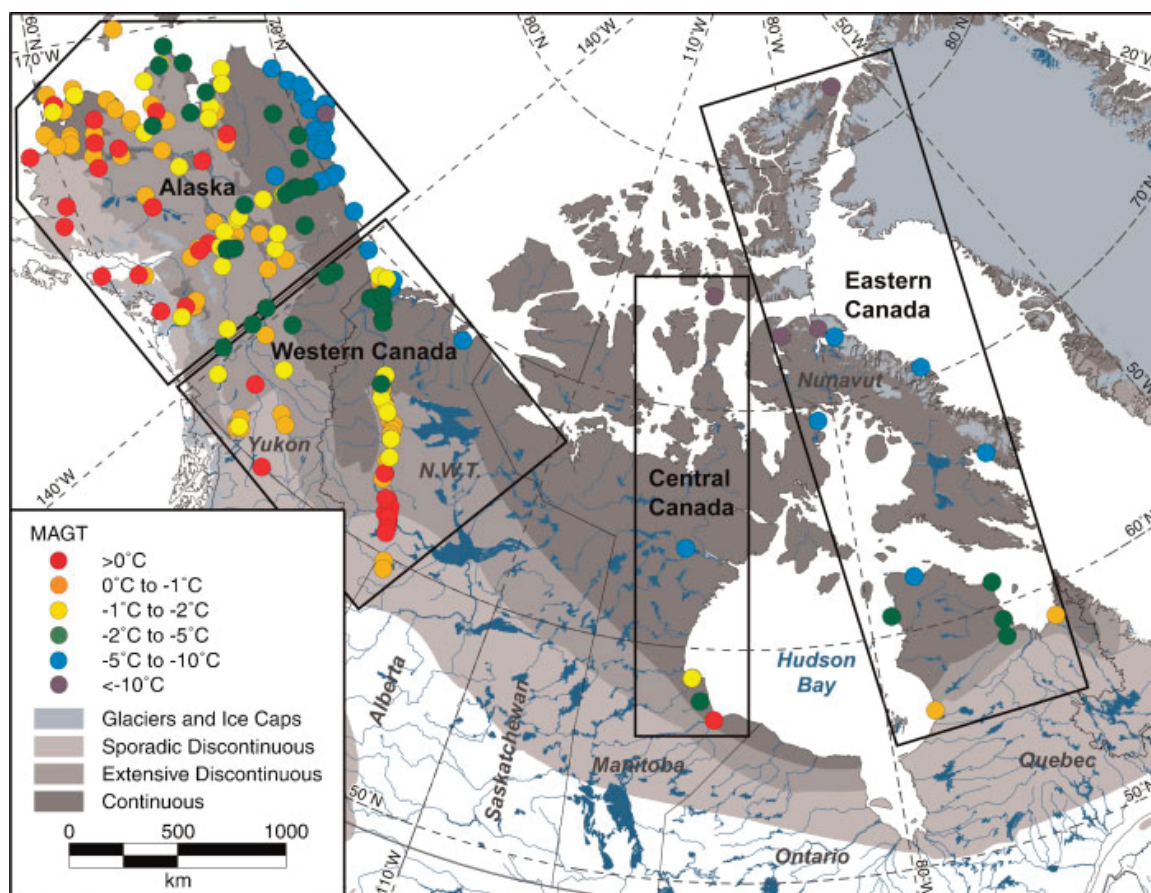


Figure 7 – Les valeurs moyennes de température du sol (MAGT) pendant l'Année Polaire Internationale [Source : Smith et coll. (2010)].

Selon les mêmes auteurs, la plupart des sites d'observation sont concentrés dans la Vallée Mackenzie et dans le Delta Mackenzie (Figure 7, page 37). Pour ces sites, les valeurs MAAT (Figure 3, page 27) varient entre -3.28°C à Fort Simpson et -8.88°C à Inuvik. Ces valeurs s'approchent de celles observées pour la période de 1971 à 2000 par Environnement Canada pour la zone centrale et celle du sud de la Vallée Mackenzie et elles sont d'approximativement 1°C au dessus de la normale pour Inuvik [Smith et coll. (2010)].

Les valeurs MAAT pour le pergélisol sporadique sont généralement au-dessus de -4°C et le pergélisol est restreint à des zones avec un sol organique. Plus au sud, la

température du pergélisol pour ces zones est d'environ 0 °C et le profil MAGT (Figure 3, page 27) indique que la phase de changement a été amorcée. Plus au nord, pour des zones avec du sol minéral, le pergélisol extensif discontinu présente une température annuelle du sol plus élevée que -2.58 °C. Finalement, cette étude remarque que les variations importantes de la température de l'air près de la surface du sol dans des zones avec un pergélisol extensif discontinu sont amorties dans les premiers 10 mètres de profondeur.

En conclusion, Smith et coll. (2010) montrent que les valeurs du réchauffement climatique ont été plus grandes pour l'Alaska et l'Ouest canadien par rapport à d'autres zones circumpolaires et que la température MAGT (°C) pour la partie ouest du Canada (les plaines) a été de -2.2 °C (et plus) pour le pergélisol discontinu et de -0.3 °C à -8.1 °C pour le pergélisol continu. Dans des zones où les valeurs MAGT < -1 °C (par exemple, à Norman Wells), la température du sol a augmenté de 0.28 °C par décennie. Pour le même site, les valeurs de l'épaisseur de la neige montrent une diminution pour 2005-2006. L'élévation des températures du sol a été minime pour un pergélisol riche en glace et dans les zones sud de la Vallée Mackenzie le pergélisol discontinu peut demeurer pour de longues périodes sous un climat plus chaud. En conséquence, il sera difficile d'estimer la limite sud du pergélisol discontinu en se basant seulement sur l'isotherme de 0 °C. Basé sur ces conclusions, Smith et coll. (2010) remarquent que le pergélisol stable aura besoin des décennies ou des siècles pour atteindre le point de dégel en même temps que le pergélisol instable est déjà en train de fondre, et qu'il sera difficile d'estimer l'effet de la glace et de l'eau contenues dans le pergélisol dans le processus de dégel de la couche pergélisolée.

2.6 Détection satellitaire de données climatiques

Une des principales sources globales de données constitue la télédétection satellitaire. Depuis le lancement du premier satellite civil d'observation de la Terre, en 1972, beaucoup de domaines d'utilisation ont été explorés. Un certain nombre d'entre eux sont aujourd'hui opérationnels et permettent de justifier pleinement l'emploi de la

technologie spatiale. La climatologie et le suivi environnemental profitent pleinement de cette technologie nouvelle.

La télédétection est l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci [Bonn et coll. (1992)]. Selon les applications attendues, les satellites d'observation de la Terre occupent différentes orbites. Un satellite héliosynchrone (le cas du satellite SSM/I – *Special Sensor and Microwave Imaging* ou l'Imageur Hyperfréquence à Détecteur Spécialisé) passe deux fois par jour, toujours à la même heure solaire locale, au-dessus d'un même point de la Terre. Le plan orbital du satellite reste fixe par rapport au plan orbital de la Terre autour du Soleil [Armstrong (2003)] (Annexe A).

2.7 Radar passif (SSM/I)

Beaucoup d'études utilisent actuellement les données satellitaires comme source d'investigation [Barry et coll. (1992)]. Prigent et coll. (2000) regarde l'émissivité de la Terre à partir des données SSM/I et AMSU (*Advanced Microwave Sound Units*) en les comparant avec des mesures au sol (*ground truth*). Ses conclusions démontrent que la corrélation entre les données du terrain et celles satellitaires (les valeurs de température observées) se situe autour de 0.97 et que les valeurs d'émissivité peuvent être déterminées avec exactitude en utilisant des fréquences allant jusqu'à 100 GHz. Après cette limite, la confiance dans les données d'émissivité terrestre captées diminue due à l'interaction aux vapeurs d'eau dans l'atmosphère. Les conclusions de cette recherche démontrent que l'utilisation de données SSM/I (les micro-ondes) peut être employée avec succès dans des études environnementales.

2.7.1 Température de l'air

Sur une image SSM/I, pour chaque pixel il y a une valeur attachée qui représente la température d'antenne (une valeur numérique et non dimensionnelle). Pour les besoins d'étude, cette valeur sera transformée en valeur de brillance (K), et ensuite en valeur de température (°C) à l'aide de l'équation [Grody et coll. (1994), Armstrong (2003)]:

$$\text{Température [}^{\circ}\text{C]} = (\text{Valeur du pixel} / 10) - 273.16 \text{ [K]} \quad (2.21)$$

Pour la période de 1961 à 2000, Obretin et coll. (2003) trouve une corrélation de 0.92 entre la température maximale journalière mesurée au sol et la température calculée à partir des observations satellitaires SSM/I pour son passage diurne au-dessus du Bassin Mackenzie. De même, la corrélation entre les valeurs minimales de température et celles des observations SSM/I pour son passage nocturne est de 0.96. La différence entre ces deux corrélations est due à l'influence de la fonte de neige observée pendant la journée. Ceci nous laisse à croire que les valeurs de température calculées à partir des observations satellitaires SSM/I représentent une bonne approximation pour les valeurs réelles de température dans des zones où les observations manquent ou il y a une inhomogénéité temporelle des observations climatiques. Cette étude a été réalisée pour cinq stations météorologiques situées dans le Bassin Mackenzie (Inuvik, Tuktoyaktuk, Fort Good Hope, Fort Norman Wells et Fort Simpson).

2.8 Désagrégation de données

Actuellement, les modèles globaux de simulation climatique à long terme ont une résolution spatiale d'approximativement 300 x 300 km. Pour étudier l'évolution du climat dans une zone spécifique, plus petite, cette résolution est insuffisante. De plus, les paramètres régionaux (la topographie locale, les grandes surfaces d'eau, les types de sols et la végétation) ne sont pas bien représentés dans les modèles. Pour ces raisons, les

chercheurs utilisent des méthodes de désagrégations de données [Cano et coll. (1999), Bierkens et coll. (2000)].

Le problème de la désagrégation implique une reconstruction des variations et de propriétés à une échelle plus petite « S_1 » étant donné qu'on connaît seulement les valeurs provenant d'une plus grande échelle « S_2 ». Cette dernière représente une moyenne arithmétique des valeurs d'échelle « S_1 ». La Figure 8 (page 41) montre schématiquement le principe de désagrégation [Bierkens et coll. (2000)].

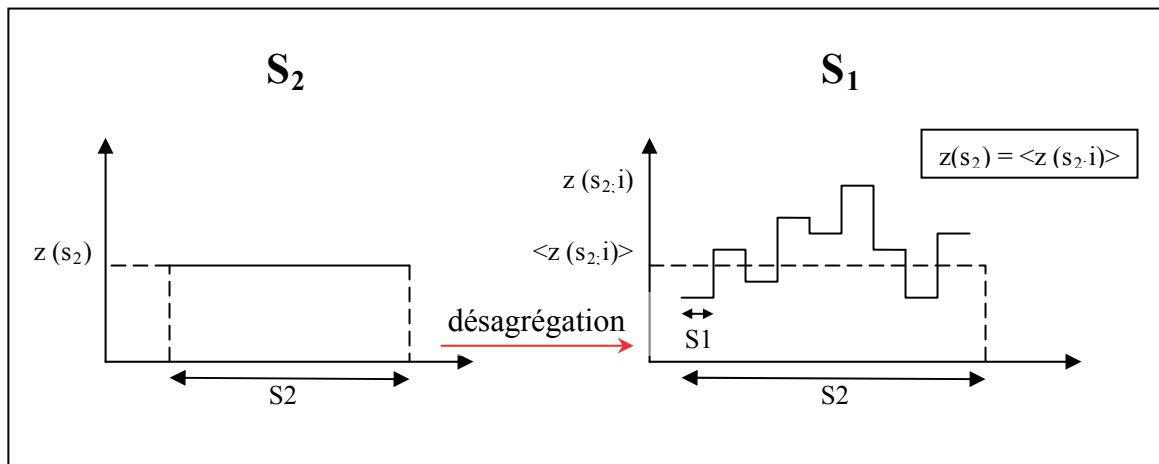


Figure 8 - Le principe de désagrégation [Source : Bierkens et coll. (2000)].

Le processus de désagrégation, du point de vue de la mathématique, est un problème avec de multiples solutions [Bierkens et coll. (2000)]. On retrouve un nombre infini des fonctions qui peuvent décrire les variations à l'échelle « S_1 » et qui donnent les mêmes valeurs moyennes à l'échelle « S_2 » (Figure 8, page 41). Par ailleurs, on peut utiliser une seule fonction déterminée, ou un ensemble des fonctions égales (les réalisations égales dans une fonction stochastique) qui décrivent les variations à l'échelle « S_1 » dans le contexte de l'échelle « S_2 » (une analyse détaillée du modèle stochastique est faite par Bierkens et coll. (2000)).

Dans cette recherche, nous nous basons sur l'arbre de décision tel que décrit par Bierkens et coll. (2000) et Faraway (2002) pour déterminer la méthode de désagrégation optimale (Figure 9, page 42).

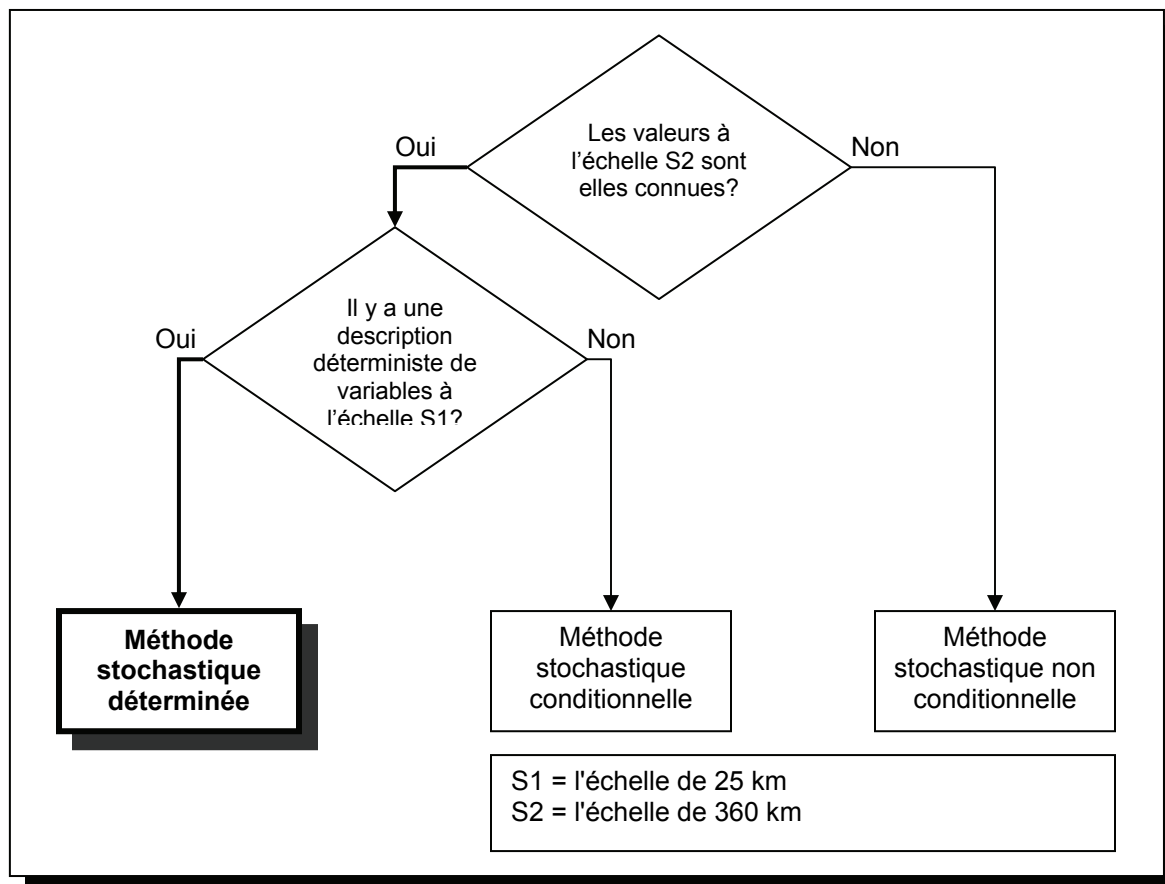


Figure 9 – Le schéma logique pour déterminer la méthode de désagrégation en fonction des informations disponibles [Source : Bierkens et coll. (2000)]

Arriver à trouver la bonne méthode de désagrégation est synonyme à répondre aux questions suivantes [Bierkens et coll. (2000)] :

1. Existe-t-il des informations auxiliaires qu'on peut utiliser pour expliquer les variations spatiales et temporelles inconnues pour les propriétés d'un phénomène à l'échelle¹⁵ « S_1 » à l'intérieure de l'échelle « S_2 »?
2. Les valeurs pour les propriétés du phénomène à l'échelle « S_2 » sont-elles connues?
3. Les variations spatiales et temporelles du phénomène à l'échelle « S_2 » peuvent-elles être décrites en détail par une fonction déterminée à partir de l'échelle « S_1 »?

La réponse affirmative à la première question est donnée par l'utilisation d'observations satellitaires telles que la température, l'humidité ou la détection de la couche nivale et végétale. À l'intérieur du transect d'étude, nous avons plus de détails et à une meilleure échelle (une résolution de 25 km x 25 km) que celles fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de deuxième génération (MCCG2) à une échelle de 360 km (une résolution de 360 km x 360 km). De plus, les variations spatiales et temporelles observées à l'échelle « S_1 » (25 km) peuvent expliquer les variations spatiales et temporelles à l'échelle « S_2 » (360 km).

À la deuxième question, la réponse est aussi affirmative : le Modèle Couplé Climatique Global de deuxième génération (MCCG2) peut fournir à l'échelle « S_2 » (la résolution de 360 x 360 km) les valeurs de température, de l'épaisseur de la neige et d'humidité pour la période de 1987 à 2100 pour toute la zone d'étude.

À la troisième question nous pouvons répondre dans l'affirmatif en nous basant sur les études faites par Duguay et coll. (1997), Bierkens et coll. (2000) et Faraway (2002). C'est aussi un de nos buts de recherche de trouver la fonction mathématique qui lie les données à l'échelle « S_1 » (25 km) aux valeurs rattachées à l'échelle « S_2 » (360 km). Cette fonction, que nous jugeons être une fonction sigmoïdale¹⁶, fera la liaison entre les valeurs climatiques à échelle « S_1 » et « S_2 ».

¹⁵ Le mot « échelle » est employé ici avec la signification de « seuil de détail » dans le but d'alléger le texte et non dans sa définition de « Rapport moyen entre la distance mesurée sur une carte et la distance réelle mesurée sur la surface terrestre »[Office québécois de la langue française (1985)].

¹⁶ Fonction logistique standard - fonction mathématique utilisant des arguments finis avec une valeur maximale locale (Harap's compacte (2001)).

Logiquement, ces trois affirmations nous conduisent vers un Modèle Stochastique Déterminé (MSD) que nous utiliserons dans la désagrégation des données.

La fonction sigmoïdale (Figure 10, page 45) est une fonction dynamique et récurrente, qui s'automodélise par rapport aux paramètres d'entrée (A) et aux paramètres cibles (de sortie) (B). Cette fonction explicite les variations de paramètres du bloc (B) par le biais des paramètres du bloc (A) (Figure 11, page 46) [Cybenko (1989)]. Une fonction du type sigmoïdal se caractérise par l'augmentation monotone et unidirectionnelle de la probabilité d'approximation et par ses limites de probabilités (entre zéro et unité) [Kingsland (1985), Hertz (1990)].

Les valeurs d'entrée qui ne vérifie pas la fonction sigmoïdale (les valeurs fausses) s'approchent asymptotique de 0 (zéro) (autrement dit, la probabilité que ces valeurs soient bonnes s'approche de zéro et elles ont une moindre influence sur la modélisation de la fonction), pendant que les valeurs d'entrée qui vérifie la fonction (les valeurs vraies) ont une probabilité s'approchant asymptotique de 1 (unité), avec une influence directe sur la modélisation de la fonction [Cybenko (1989), Faraway (2002)].

L'énoncé d'une équation sigmoïdale est [Kingsland (1985), Cybenko (1989)]:

$$\text{Fonction sigmoïdale} = \frac{1}{1 + e^{-\text{activité}}} \quad (2.22)$$

où le dénominateur représente le processus de modélisation de la fonction sigmoïdale par rapport à la quantité de données (c'est-à-dire l'activité récurrente de la fonction) et à la qualité de données (des valeurs vraies ou fausses).

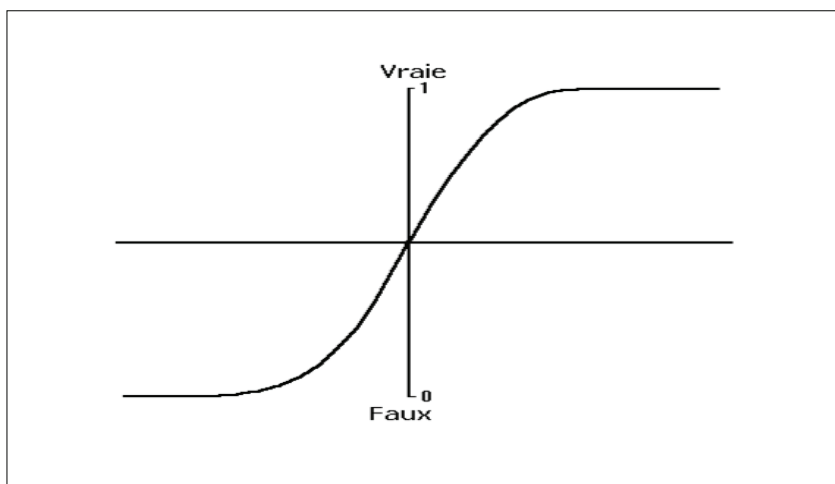


Figure 10 – La représentation graphique d’une fonction sigmoïdale [Source : Faraway (2002), Haykins (2009)]

Nous ne nous proposons pas dans cette étude de développer la notion de fonction sigmoïdale. Une description exhaustive, ainsi que la modalité et le domaine d’application d’une fonction sigmoïdale peuvent être consultés dans Kingsland (1985), Cybenko (1989), Hertz et coll. (1990), Bishop (1995), Gurney (1997), Bierkens et coll. (2000), Faraway (2002) et Haykins (2009).

Le principe du fonctionnement du Modèle Stochastique Déterminé (MSD) pour la désagrégation de données est basé sur l’utilisation d’une ou plusieurs fonctions sigmoïdales « Ψ » qui, à partir du bloc de paramètres « A », explicite les valeurs de paramètres du bloc « B » (Figure 11, page 46). Autrement dit, la fonction sigmoïdale transforme les valeurs du bloc (A) en celles du bloc (B).

Théoriquement, l’utilisation de la fonction « $\Psi(z)$ » du modèle stochastique déterminé (MSD) peut se faire dans les deux sens (la désagrégation et l’agrégation) [Kingsland (1985), Faraway (2002), Haykins (2009)].

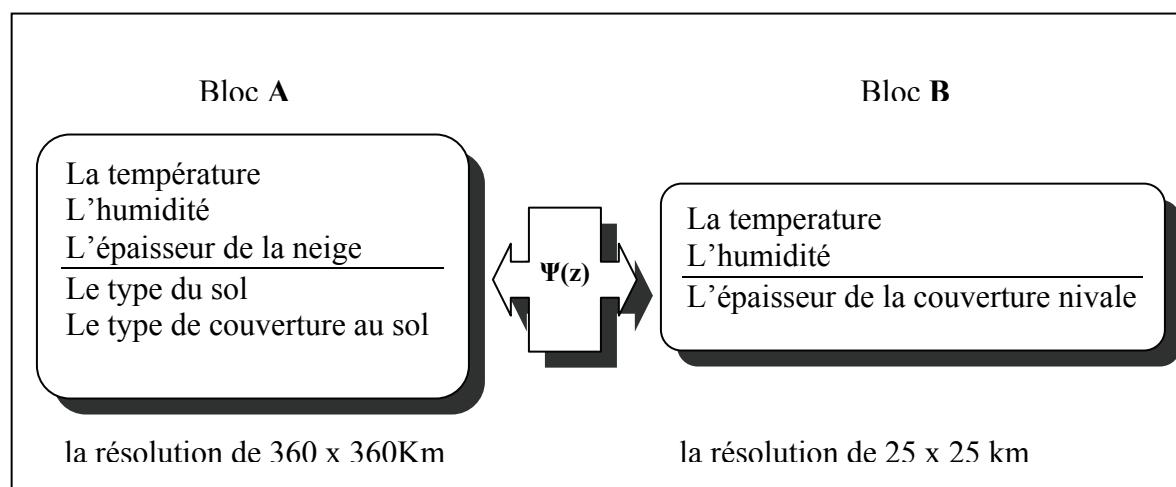


Figure 11 – Le principe du fonctionnement du modèle stochastique déterminé (la désagrégation et l'agrégation de données à l'aide d'une fonction sigmoïdale)

où « Ψ » est la fonction sigmoïdale qui lie les deux blocs de paramètres connus (A et B) et « z » représente les paramètres.

Pour appuyer notre démarche dans le choix de la méthode de désagrégation, nous présenterons dans les pages suivantes des travaux de recherche basés sur des méthodes de désagrégation dans un contexte de suivi environnemental et de prévisions climatiques.

2.8.1 Applications de désagrégation de données

Le premier article utilisant une désagrégation de données a été publié en 1981 par Wippermann et Groß, pour l'étude du vent [Wippermann F. et G. Groß (1981)]. Depuis, les principes de désagrégation se retrouvent dans des domaines comme la chimie, la mécanique, la physique, l'hydraulique et les constructions. Par ailleurs, l'agrégation et la désagrégation sont souvent confondues avec la modélisation numérique à cause de leur nouveauté et de leur similitude dans l'utilisation des modèles mathématiques. Les

applications, dans la plupart, se résument à l'utilisation des fonctions de régression et beaucoup moins souvent on retrouve des études qui utilisent des modèles statistiques ou stochastiques.

Le plus souvent employée, la désagrégation numérique utilise un échange d'information à sens unique en passant par des modèles de haute résolution dans un arrangement plus global. Par contre, la désagrégation statistique implique une recherche des corrélations entre les données primaires (à une grande échelle) et les variables sous-régionales, et qui peut être efficace si les corrélations sont robustes [Cano et coll. (1999), Leslie et coll. (2002), Best et coll. (2002)].

Dans ce contexte, Cano et coll. (1999) utilise un Modèle de Circulation Atmosphérique (ACM pour *Atmospheric Circulation Model*) avec une grille qui varie entre 40 et 100 km. Le but est d'arriver, en passant par une désagrégation numérique, à une grille de haute résolution (1 km) qui est plus intéressante pour la zone visée (le sud de l'Espagne). En parallèle, une extrapolation de données provenant de l'échelle initiale est faite à l'aide des méthodes plus traditionnelles comme le filtrage Kalman et par l'analyse du plus proche voisin. Les conclusions indiquent que les deux approches donnent des résultats semblables, mais l'inhomogénéité de données primaires a des conséquences négatives sur la qualité de données résultantes d'une désagrégation.

Bugmann et coll. (1998) utilise un modèle implicite d'agrégation et de désagrégation pour décrire et prédire la dynamique de la forêt à travers plusieurs siècles. Malheureusement, les modèles simples utilisés ne peuvent pas fournir toutes les variables qui sont exigées pour déterminer les paramètres de la surface, tels qu'albédo et le flux de la chaleur latente. Par ailleurs, des modèles plus détaillés qui peuvent fournir ces valeurs sont plus difficiles à utiliser dans une désagrégation au niveau régional parce qu'ils exigent beaucoup de données qui sont laborieuses de retrouver à la grandeur du territoire. De plus, les simulations avec ces modèles à l'échelle régionale sont à peine faisables en raison de leur haute demande en ressources informatiques. Bugmann (1998) conclut qu'au moins quelques forêts ont l'air d'être tout à fait sensibles à la magnitude des changements climatiques projetés, mais qu'en utilisant simplement la grille - cellule du Modèle de Circulation Générale (MCG) les simulations sont pour la plupart inopportunes pour étudier le modèle d'écosystème.

Pour le Bassin Mackenzie, MacKey et coll. (1998) utilise une désagrégation du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2) vers le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) pour déterminer la sensibilité du bilan hydrique du bassin aux conditions frontalières latérales. Les résultats montrent de façon réaliste une cyclogenèse sous le vent et un bilan hydrique qualitativement différent. Par contre, les erreurs dans le bilan hydrique, après la désagrégation, semblent être associées à une piètre représentation de la dépression des Aléoutiennes. La littérature de spécialité faite part de l'existence de plusieurs modèles de désagrégation. Nous donnons une brève description de quelques-uns dans l'Annexe I.

Généralement, les applications de désagrégation utilisées dans le domaine environnemental, selon la littérature de spécialité [Abaurrea et coll. (1998), Bierkens et coll. (2000), Busuioc et coll. (2001), Best et coll. (2002)], donnent des résultats satisfaisants. Les limitations de ces méthodes dérivent du fait que les données sont complexes, dispersées et inhomogènes dans l'espace et le temps. Pour ces raisons, l'identification de la bonne méthode de désagrégation reste parfois difficile. Une autre limitation est le degré d'expérience et de compréhension de la personne qui emploie ces méthodes, dû au fait que de plus en plus les deux méthodes (l'agrégation et la désagrégation) commencent à représenter un domaine d'étude à part [Sailor et coll. (1999), Bierkens et coll. (2000), Fuentes et coll. (2000), Busuioc et coll. (2001), Leslie et coll. (2002)].

2.9 Modèles climatiques globaux

Un modèle climatique est une représentation mathématique simplifiée du système climatique de la Terre [GIEC (2001)]. Il sert à reconstituer le climat passé ou à étudier son évolution future. Une quinzaine de modèles climatiques sont actuellement utilisés dans le monde. Bien qu'imparfaits, ils constituent les seuls outils disponibles pour prévoir les conséquences possibles d'une perturbation climatique [Cox et coll. (1999)].

Les modèles climatiques globaux sont basés sur des lois physiques représentées par des équations mathématiques résolues au moyen d'une grille tridimensionnelle couvrant l'ensemble du globe. Les simulations du climat utilisent des sous-modèles pour représenter les principaux éléments du système climatique, à savoir l'atmosphère, les océans, les terres émergées, la cryosphère et la biosphère, ainsi que les processus qui se manifestent dans ces divers sous-modèles et entre eux [GIEC (2001) (2007)].

Pour les besoins de cette étude, nous considérons trois modèles climatiques globaux susceptibles de fournir des valeurs de prévisions climatiques pour la période de 1987 à 2100.

HadCM3¹⁷

"*Hadley Coupled Model*" (HadCM3) utilise le couplage entre le modèle atmosphérique de circulation générale et celui de l'océan. La composante atmosphérique comprend 19 niveaux à une résolution de 2.5° (latitude) x 3.75° (longitude) pour une grille de 96 x 73 cellules. Celle-ci à une résolution spatiale de 417 x 278 km à l'Équateur en se réduisant à 295 x 278 km pour des latitudes de 45° [Johns et coll. (1997)].

Le modèle inclut une paramétrisation de la radiation solaire (6 bandes spectrales) et de la radiation thermique de la Terre (8 bandes spectrales). De plus, le modèle HadCM3 inclut une modélisation du phénomène du gel, du dégel et du drainage du sol, de la pression de vapeurs d'eau et du CO₂. Les valeurs d'albédo de surfaces sont calculées en fonction de l'épaisseur et de la température de neige et du type de végétation [Johns et coll. (1997), Cox et coll. (1999)].

La composante atmosphérique est similaire à celle des prévisions météorologiques de courtes durées, mais elle comprend le modèle d'évolution chimique de l'atmosphère (STOCHEM). Ce modèle simule l'évolution de la couche d'ozone et de la quantité de méthane à basse atmosphère [Cox et coll. (1999)].

La composante océanique du modèle HadCM3 comprend 20 niveaux à une résolution de 1.25° x 1.25° avec une diffusion adiabatique en fonction de la profondeur

¹⁷ Développé par Hadley Centre for Climate Prediction and Research en 1998 (Royaume Uni).

(le modèle MOM - *Modular Ocean Model*) [Cusack et coll. (1998), Cox et coll. (1999), Gordon et coll. (2000)].

Les simulations du modèle HadCM3 sont basées sur le scénario 2xCO₂ « GES – IS92a¹⁸ » avec une valeur spécifique du forçage radiatif de 3.74 Wm⁻² [Hadley Center, (1998)]. Les données de température de l'air (°C) (la moyenne, la valeur maximale et celle minime à 1.5 m du sol), d'humidité (%) et de précipitations (mm/jour) sont disponibles à une résolution temporelle journalière [JPL (2003), Hadley Center (1998)].

MCCG2 et MCCG3

Les Modèles Couplés Climatique Globales de deuxième et de troisième génération (MCCG) ont été élaborés par le Centre Canadien de la modélisation et de l'analyse Climatique (CCmaC). Le centre est une division de la Direction de la recherche climatique du Service météorologique du Canada, Environnement Canada. Il effectue des recherches sur la modélisation du climat, la modélisation des glaces de mer, la variabilité et la prévisibilité du climat. Le CCmaC a mis au point plusieurs modèles de simulation du climat (MCGA1, 2, 3 - Le modèle de circulation générale atmosphérique, MCCG1, 2, 3 - Le modèle couplé climatique global) [CCmaC (2009)]. Parmi ces modèles nous avons examiné les modèles MCCG2 et MCCG3 pour leur couverture temporelle et spatiale.

Le MCCG2 peut fournir de données pour une période de 201 ans (de janvier 1900 à décembre 2100) ayant comme paramètre de base la concentration de gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère de la fin du XX^e siècle. Le modèle MCCG2 est un modèle spectral qui comporte un échantillonnage des 10 niveaux à la verticale. La composante océanique est basée sur le code du modèle GFDL MOM, et elle présente une résolution d'environ 1.8° x 1.8° avec 29 niveaux à la verticale et un schéma de mélange tourbillonnaire en profondeur [CCmaC (2004)].

Dans cette étude nous utilisons les données climatiques du modèle MCCG2 dans un scénario de forçage radiatif « GES+A IS92a » (Annexe F) pour la période 1987-2007. Les données sont présentées sur une grille gaussienne de 97 x 48 (une cellule d'environ 3.75° de latitude par 3.75° de longitude, approximativement 360 x 360 km).

¹⁸ Le scénario « GES – IS92a » assume un forçage radiatif de 4.39 W m⁻² [GIEC (2001)]

Le MCGG3 fournit de données pour une période de 101 ans (de janvier 2000 à décembre 2100) et il est basé sur les mêmes principes que MCGG2 mais avec une résolution horizontale supérieure à ce qui est utilisé dans le MCGG2¹⁹. Parmi les faits qui démarquent les deux modèles (de deuxième et de troisième génération), nous mentionnons les améliorations du traitement du transport de la vapeur d'eau, du réchauffement radiatif solaire qui, dans le MCGG3, est calculé au moyen d'une version améliorée du processus utilisé dans le MCGG2, les 31 niveaux à la verticale du modèle terrestre et les 29 niveaux du modèle océanique. Nous devons mentionner l'introduction du modèle CLASS qui comporte 3 couches de sol et une couche de neige là où il y a lieu, et il peut traiter la couverture végétale [McFarlane et coll. (2005)]

Pour nos besoins, nous considérons les données climatiques du modèle MCGG3/T47 dans un scénario de forçage radiatif SRES A2, SRES A1B et SRES B1 pour la période 2010 - 2100. Les données sont présentées sur une grille gaussienne de 97 x 48 (une cellule d'environ 3.75° de latitude x 3.75° de longitude, approximativement 360 x 360 km).

GFDL30

Le modèle "*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*" (GFDL30) a été élaboré dans le cadre d'Université Princeton (É-U) par « *Climate Dynamics and Prediction Group* » fondé en 1955. Depuis, ce groupe de recherche a produit dix versions de modèles climatiques globaux, la version 30 étant la dernière. Ce modèle utilise le scénario climatique MCGG2 2xCO₂ «GES - IS92a» et il peut fournir, entre autres, les valeurs de température (°C) (la moyenne, celle maximale et minime), l'humidité (%), les précipitations (mm/jour) pour la période de 1865 à 2100 [Gordon et coll. (1982)]. La résolution spatiale du modèle est de 3.75° (longitude) x 2.25° (latitude). Le modèle atmosphérique, avec 14 niveaux en hauteur, est couplé au modèle océanique MOM (*Modular Ocean Model*) ayant une résolution spatiale de 2° x 2°.

¹⁹ Centre Canadien de la modélisation et de l'analyse Climatique (CCmaC), 2009.

Le choix du modèle de prédiction climatique utilisé pour cette étude a été fait tenant compte de :

- i) la couverture temporelle de données (la période envisagée étant de 1987 à 2100)
- ii) la couverture spatiale (la région du Bassin Mackenzie)
- iii) la résolution spatiale du modèle
- iv) les études antérieures utilisant les modèles climatiques globaux.

Tous les modèles climatiques globaux mentionnés ci-dessus peuvent fournir les valeurs journalières de température, d'humidité, de précipitations et de l'épaisseur de la neige pour la période de 1987 à 2100 qui couvrent la région du Bassin Mackenzie.

Finalement, nous avons opté pour le modèle canadien MCCG (Modèle Couplé Climatique Global). Cette option est basée sur la résolution spatiale du modèle et sur l'utilisation de ce modèle par Smith et Riseborough (1996), Burgess et Smith (2000), Wright et coll. (2003) dans leurs études sur l'évolution du pergélisol, et spécifiquement pour la zone du Bassin Mackenzie :

- Premièrement, le MCCG2-3 utilise une maille de $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ qui représente une cellule (carrée) de 360 x 360 km. Les deux autres modèles utilisent de cellules trapézoïdales de $3.75^\circ \times 2.25^\circ$ (GFDL) et respectivement $3.75^\circ \times 2.50^\circ$ (HadCM3). On rappelle qu'un de nos buts de recherche est l'application et la validation de la nouvelle méthode de désagrégation de données d'une cellule du Modèle de Circulation Générale (MCCG). La symétrie d'une cellule MCCG permet de réduire les incertitudes liées à la désagrégation de données étant donné que les erreurs ont une tendance d'augmenter en valeurs absolues vers les limites frontalières de la cellule par rapport au centre [Bugman (1988), Bierkens et coll. (2000), Faraway (2000), Busuioc et coll. (2001)]. De plus, la surface d'une cellule trapézoïdale dans la maille du modèle HadCM3 et GFDL est variable en fonction de la latitude envisagée [Gordon et coll. (1982), Hadley Center (1998)].

- Deuxièmement, notre but de recherche est d'améliorer le modèle d'évolution du pergélisol (TTOP) et la validation du nouveau modèle (TTOP-A). En se basant sur les études déjà mentionnées faites pour la zone du Bassin Mackenzie, la comparaison de résultats obtenus par le modèle TTOP-A et ceux du modèle TTOP sera beaucoup facilitée et plus homogène : dans les deux cas, les données sur l'évolution climatique pour la période de 1987 à 2100 proviennent des modèles de prévision (MCCG2 et MCCG3) en éliminant, *a priori*, la non-corrélation entre les résultats obtenus par des modèles climatiques globaux différents.

2.10 Modèle TTOP

Le modèle canadien d'évolution du pergélisol (TTOP - *Temperature on the Top Of Permafrost*), selon Smith et Riseborough (1996), se propose : i) de surveiller, de façon générale, les conséquences du réchauffement climatique sur la cryosphère, et particulièrement sur l'évolution du pergélisol au Canada, ii) de réduire les incertitudes liées aux prévisions sur l'impact d'une hausse de température dans la zone arctique et iii) de produire une base scientifique de discussions en vue de réduire les effets engendrés par un changement climatique.

Les équations du modèle canadien d'évolution du pergélisol (TTOP) sont basées sur le profile thermique du sol dans les régions pergélisolées. La différence de température (Δ_s) entre celle de l'air (MAAT) et la surface du sol (MAGST) est décrite comme la différence entre les équations mentionnées [Smith et Riseborough (2002a)]:

$$\Delta_s = \frac{I_f(1 - n_f)}{P} - \frac{I_t(1 - n_t)}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.23)$$

où

I_t = l'indice de dégel pour la température de l'air (degrés-jours) ($^\circ\text{C}$);

I_f = l'indice de gel pour la température de l'air (degrés-jours; valeurs positives) ($^\circ\text{C}$);

n_f = le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver (l'effet de la neige);

n_t = le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'été (l'effet de la végétation);

P = la période d'une année (365 jours).

Les paramètres « It » et « If »

L'indice de dégel (I_t - *thawing index*) et l'indice de gel (I_f - *freezing index*) sont exprimés en degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$) par rapport à la température de référence de 0°C . L'indice de dégel (l'indice de fonte) est le nombre de degrés-jours, au-dessus de 0°C , entre le point le plus haut et le point le plus bas sur la courbe chronologique des degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$) cumulatifs dans une période de l'année. De même, le calcul pour l'indice de gel est le nombre de degrés-jours, mais pour les valeurs en dessous de 0°C pour la même période de l'année [Smith et Riseborough (2002a)].

Le paramètre « n_t »

Ce paramètre est défini comme le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'été et il représente l'effet de la végétation sur la température au sol [Smith et Riseborough (2002a)]. L'influence de la végétation se manifeste par la réduction de la radiation solaire qui arrive à la surface du sol en été [Smith et Riseborough (2002a)].

L'étroite corrélation entre le pergélisol et la végétation est due à l'interaction entre la végétation et les processus à basse température. La couche de végétation est une zone de transition distincte qui change les conditions du transfert de la chaleur et de l'humidité entre l'atmosphère et le sol. Les effets de la végétation sur le pergélisol sont [Beschel (2004), Xu et coll. (2010)] :

- elle intercepte et reflète la plus grande partie de la radiation solaire (jusqu'à 90 %). Durant l'été, les valeurs de radiation diurne à la partie inférieure de la canopée sont de 10 à 20 fois plus basses que celles de la partie supérieure de celle-ci.

- elle diminue l'échange turbulent de la chaleur entre le sol et l'atmosphère en réduisant la vitesse du vent.
- elle réduit le transfert de la chaleur entre le sol et l'atmosphère par sa conductivité thermique réduite. De plus, la végétation réduit l'humidité dans le sol et subséquemment, les valeurs de la conductivité thermique du sol (pour les matériaux superficiels). Dans les régions pergélisolées, quand la saison froide arrive, la végétation commence à geler ayant un certain niveau d'humide avec comme conséquence des valeurs de conductivité thermique beaucoup plus grandes que celles d'une végétation dans un état plus sec (pendant l'été, par exemple). Comme suite, pendant l'hiver, la couche végétale a une moindre influence dans le transfert de la chaleur du sol vers l'atmosphère (le gel); par contre, pendant l'été, la végétation empêche le transfert de la chaleur de l'atmosphère vers le sol (le dégel). Cette propriété de la couche végétale peut expliquer l'existence du pergélisol plus au sud de la limite normale du pergélisol là où le sol est couvert des forêts.

L'effet de la végétation sur les échanges de la chaleur et de l'humidité varie en fonction de la saison et de la dynamique à long terme de la végétation et cet effet dépend de la composition et de la structure de la couche végétale et de ses conditions de développement. À la partie inférieure de la couche de végétation, les valeurs d'évaporation de l'humidité du sol sont de 2 à 10 fois plus basses que celles où le sol n'est pas couvert par la végétation. La végétation facilite aussi la perte de la chaleur du sol en favorisant la percolation de l'humidité dans le sol. Pendant l'hiver, une couche végétale dense (la forêt dense) peut retenir jusqu'à 30 % de la neige par les couronnes des arbres ayant comme résultat des conditions plus favorables pour le refroidissement et pour le gel du sol par rapport à un sol avec une végétation espacée ou absente [Moskalenko (2008), Xu et coll. (2010)].

À la partie inférieure de la végétation, la température du sol est plus basse en été et plus élevée durant l'hiver par rapport au sol exposé (avec une végétation espacée ou le sol dénudé). La différence de la moyenne de température entre juin et le janvier pour un sol dans la zone de forêt peut atteindre 15 à 17 °C [Moskalenko (2008)]. La profondeur

de la pénétration du gel et du dégel est moindre en dessous de la couche végétale par rapport à des zones sans végétation. À titre d'exemple, la profondeur du dégel dans des zones couvertes par la végétation est de 25 à 50 % plus réduite par rapport à celle dans des zones exposées [Beschel (2004), Moskalenko (2008), Xu et coll. (2010)].

La végétation réduit les crevasses du sol dû au gel, préserve le pergélisol et empêche le développement des phénomènes thermokarstiques, les érosions, la solifluction (le mouvement du sol dégelé sous l'influence de la gravité) et les glissements du terrain. Cependant, à son tour, la dynamique du pergélisol influence le développement de la couche végétale et les changements du sol [Adams (2010), Xu et coll. (2010)].

En conséquence, la végétation exerce une influence appréciable sur l'échange de la chaleur de l'humidité entre le sol et l'atmosphère et elle joue un rôle important dans le gel et le dégel du sol, dans la dynamique du pergélisol et dans d'autres processus dans un contexte des basses températures.

Le paramètre « nf »

Ce paramètre est défini comme le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver. La neige est un milieu poreux capable de conduire la chaleur. Les échanges de chaleur se font par conduction dans les phases gazeuse et solide et par diffusion de la vapeur d'eau. On définit la capacité d'un matériel à transmettre la chaleur comme la conductivité thermique. La conductivité thermique de la neige est faible, car elle emprisonne beaucoup d'air faisant en sorte que la neige devient un excellent isolant. Les valeurs de la conductivité thermique (λ) sont fonction de la densité de la neige : plus la neige a une masse volumique faible, plus elle contient d'air et le facteur isolateur est grand. Pour de la neige fraîche, cette valeur de conductivité λ se situe entre 0.05 et 1 $\text{Wm}^{-10}\text{C}^{-1}$. (à titre d'exemple, $\lambda(\text{air}) = 0.02 \text{ Wm}^{-10}\text{C}^{-1}$ et $\lambda(\text{glace}) = 2.22 \text{ Wm}^{-10}\text{C}^{-1}$) [Permafrost, 1973, Civil Engineering Hydraulic (2009)]

Les valeurs basses pour la conductivité thermique de la neige empêchent la perte de chaleur du sol pendant les périodes plus froides de l'année [Smith et Riseborough (1996), Burgess et coll. (2000), Smith et Riseborough (2002a)].

Le terme

$$\frac{I_f(1 - n_f)}{P} \quad (2.24)$$

dans l'équation (2.23) prendre des valeurs positives et il représente l'effet d'isolation de la couche de neige pendant l'hiver (MAGST > MAAT).

Le terme

$$\frac{I_t(1 - n_t)}{P} \quad (2.25)$$

dans l'équation (2.23) prendre des valeurs négatives et il représente l'effet d'isolation de la couche végétale pendant l'été (MAGST < MAAT).

L'ampleur de cette différence de valeurs thermiques (Δ_s) dépend des paramètres I_f , I_t , n_f et n_t . Cependant, l'effet isolant de la couche de neige est beaucoup plus important que celui de la couche végétale dû à la longueur de la saison froide dans les zones nordiques [Smith et Riseborough (1996), Burgess et Lawrence (2000), Burgess et coll. (2000), Smith et Riseborough (2002a)].

$$I_f > I_t \quad (2.26)$$

Smith et Riseborough (2002a) remarquent que la valeur MAGST (°C) (la température de la surface du sol) est gouvernée principalement par l'effet d'isolation de la couche nivale et implicitement, par l'épaisseur de cette couche. Quand il n'y a pas de neige, dans l'équation (2.23) la valeur « n_f » est égale à l'unité et l'effet nival est nul. L'effet d'isolation (n_f) varie avec la valeur moyenne d'épaisseur de la couche de neige (z) (Figure 12, page 60). Pour cette raison, la température MAGST est toujours inférieure à MAAT [Smith et Riseborough (1996), Dyke (2000), Smith et Riseborough (2002a)].

Entre la partie supérieure du pergélisol et la surface du sol, la propagation de chaleur dans la couche active varie en fonction de la conductivité thermique de celle-ci et de la saison. La différence de température « Δ_c » entre ces deux horizons est [Smith et Riseborough (1996)] :

$$\Delta_A = TTOP - MAGST = \frac{n_t * I_t (r_k - 1)}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.27)$$

où

TTOP = la température à la limite supérieure du pergélisol ($^\circ\text{C}$)

MAGST = la température du sol ($^\circ\text{C}$)

n_t = le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'été

I_t = l'indice de dégel pour la température de l'air (degrés-jours) ($^\circ\text{C}$)

k_t = la conductivité thermique du sol (pendant dégel) ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)

k_f = la conductivité thermique du sol (pendant gel) ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)

r_k = le rapport de conductivité thermique (k_t/k_f)

Le paramètre « r_k »

Pour calculer le rapport de conductivité thermique (k_t/k_f) on doit connaître [Smith et Riseborough (2002a)] :

- Le type du sol (minéral ou organique)
- La texture du sol (fine ou grossière)
- La densité de la masse du sol
- Le contenu en quartz
- Le volume d'eau contenu
- La densité des particules dans le sol

Pour un sol gelé, les variables les plus importantes sont : la texture du sol, l'humidité dans le sol et la densité (à sec).

La densité est l'un des paramètres les plus importants dans les études portant sur la structure du sol. De façon générale, la densité du sol peut être calculée en utilisant les principes de la méthode au cylindre (C), de la méthode au sable (S) et de la méthode au densitomètre à membrane (M). Ces trois approches sont fondées sur la détermination du

poids spécifique apparent d'un volume de sol prélevé. Habituellement, le volume est estimé immédiatement sur le terrain alors que le poids est évalué au laboratoire après séchage et pesée. La connaissance de ces deux variables permet de calculer la densité apparente selon la relation [Gballou et Gnahoua (1995)] :

$$d_a = P/V \quad (2.28)$$

où P est le poids sec de l'échantillon, V le volume de l'échantillon prélevé et séché.

Les variations des textures du sol ont été simplifiées à deux groupes [Woods et Alter (1963)] : sable - gravier et loam – argile (voir Tableau IV, page 95). Généralement, le sol contenant plus de 50% de sable et de gravier se retrouve dans le premier group. Les équations pour les variations d'humidité dans le sol en fonction de la densité sont [Civil Engineering Hydraulic (2009)]:

Pour sable et gravier :

$$w = 0.076 (10)^{0.013\gamma} + 0.032 (10)^{0.0146\gamma} \quad (\%) \quad (2.29)$$

Pour loam et argile :

$$w = 0.01(10)^{0.022\gamma} + 0.085(10)^{0.008\gamma} \quad (\%) \quad (2.30)$$

Ces équations sont représentatives pour un sol gelé où γ désigne la densité à sec. De façon générale, l'humidité dans le sol est exprimée par [Nixon et coll. (2003)]:

$$w = \frac{\text{le volume d'eau}}{\text{le volume de sol}} (100) \quad (2.31)$$

Les sols riches en glace ont normalement une moindre densité. Pour un sol formé de sable ($d = 0.125\text{mm}$) et de gravier ($d=4\text{mm}$) la densité moyenne est de 2650 kg m^{-3} [Civil Engineering Hydraulic (2009)]. Si les valeurs de la densité augmentent, pour la

même valeur d'humidité dans le sol la conductivité thermique augmente [Shivashanmugam et Sundaram (2000)].

Dans le Bassin Mackenzie la couche active contient des roches datant, entre autres, du paléozoïque sous forme de dolomite ou de sable de quartz. Les chercheurs ont trouvé pour cette zone un pourcentage de 43 à 72 sables de quartz. Ces valeurs diminuent à 10 % vers la partie nord du Bassin [Permafrost, 1973].

Smith et Riseborough (2002a) trouvent une valeur entre 0.6 et 0.9 pour le rapport de la conductivité thermique (rk) pour un sol minéral, mais ces valeurs sont biaisées par la quantité d'eau contenue. La plus grande valeur du rapport de la conductivité thermique (rk) se retrouve pour le sol organique et elle peut aller de 0.3 jusqu'à 1 selon Riseborough (2001).

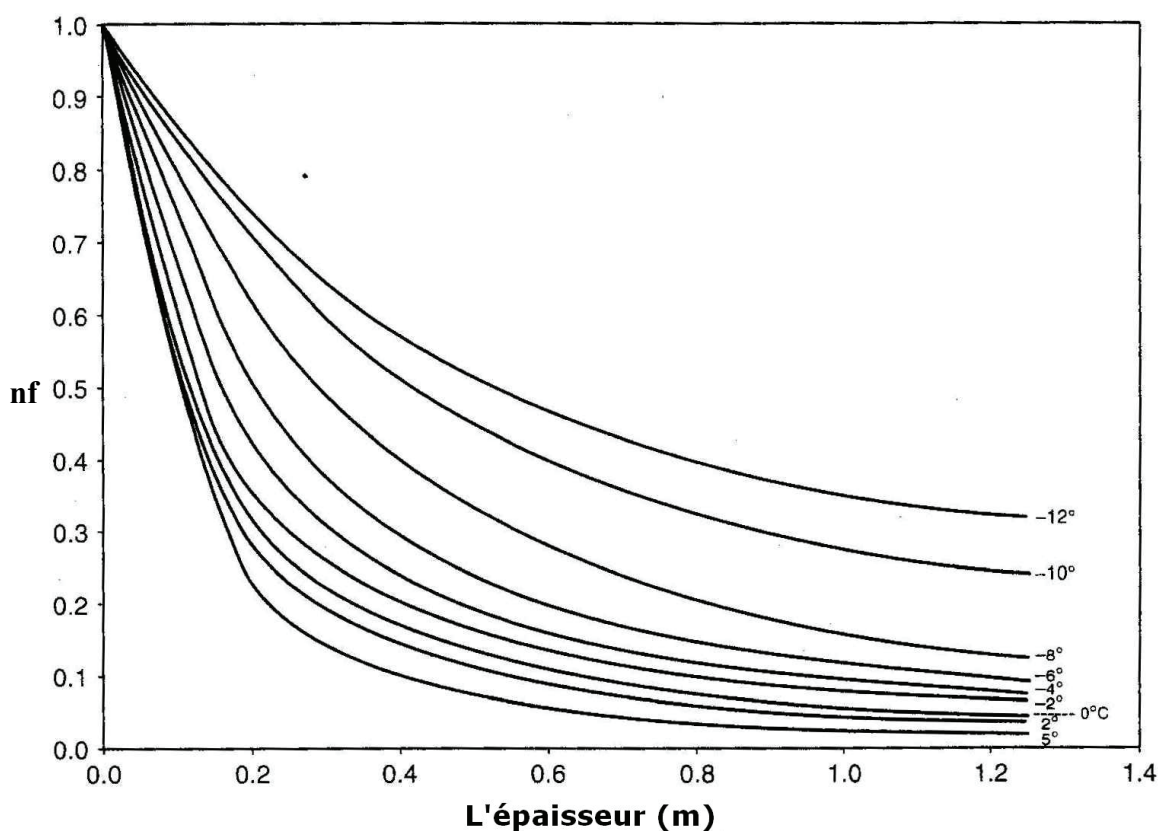


Figure 12 – La variation du facteur « nf » (le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver) en fonction de l'épaisseur de la neige [Source : Smith et Riseborough (2002a)]

La quantité de quartz dans le sol est arbitrairement choisie à 40 % du volume total de la couche active [Smith et Riseborough (2002a)]. Selon Riseborough (2001) et Smith et Riseborough (2002a) l'effet du quartz est négligeable. Pour les deux derniers termes ci-dessus mentionnés, Smith et Riseborough (2002a) utilisent un pourcentage de 50 % volume d'eau et respectivement une valeur de densité des particules du sol de 2650 kg/m³. Les auteurs donnent une marge d'erreur pour le modèle TTOP de ± 0.4 °C.

La relation entre les valeurs de température de la partie supérieure du pergélisol (TTOP) et la température de l'air est décrite par l'équation [Smith et Riseborough (1996), Riseborough (2001), Smith et Riseborough (2002a)] :

$$TTOP = MAAT + \Delta_S + \Delta_A \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.32)$$

où :

MAAT est la température de l'air (°C), Δ_S s'exprime par la relation (2.21) et Δ_A s'exprime par la relation (2.27)

Cette relation donne l'expression mathématique finale du modèle TTOP [Smith et Riseborough (1996) (2002a)] :

$$TTOP = \frac{(r_k \cdot n_t \cdot I_t) - (n_f \cdot I_f)}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (2.33)$$

L'équation (2.33) fait la liaison entre la température de l'air et la température du pergélisol en modélisant le transfert de chaleur par la couverture (végétale ou nivale) du sol et par la couche active en fonction des propriétés thermiques de celles-ci.

Dans le sous-chapitre suivant, nous présentons les conclusions de cette étude faite par Smith et Riseborough (1996 et 2002a) ainsi que celles de Riseborough (2001). Ces conclusions sont la clé pour l'interprétation de l'existence et de l'évolution du pergélisol.

2.11 Constats²⁰ du modèle TTOP

À partir de l'équation (2.33) du modèle d'évolution du pergélisol TTOP, les auteurs concluent que :

- La condition d'existence du pergélisol est :

$$TTOP \leq 0^{\circ} \quad ({}^{\circ}\text{C}) \quad (2.34)$$

si
$$(n_f * I_f) > (r_k * n_t * I_t)$$

L'influence de la saison froide doit être plus grande que celle de la saison chaude pour que le pergélisol existe (le pergélisol discontinu) et qu'il reste dans un état pérenne (le pergélisol continu).

- Les valeurs TTOP s'élèvent avec l'augmentation des valeurs « I_f » et la diminution des valeurs « I_t ».

Autrement dit, les valeurs de température à la partie supérieure du pergélisol augmentent quand l'indice de gel (le nombre de degrés-jours en dessous de 0°C) augmente et l'indice de dégel diminue.

- Les valeurs TTOP seront plus basses que la différence entre « I_f » et « I_t » si :

$$n_f > (r_k \times n_t) \quad (2.35)$$

Autrement dit, si le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver « n_f » est plus grande que le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'été « n_t », et tenant compte du rapport de la conductivité thermique de la couche active, les valeurs de température (en modulo) pour la partie supérieure du pergélisol seront plus basses que la différence entre l'indice de dégel « I_t » et l'indice de gel « I_f ».

²⁰ Conclusion tirée de l'examen objectif d'une situation [Office québécois de la langue française (2004)]

La relation (2.34) donne la condition d'évolution du pergélisol en valeurs positives, qui a comme effet une augmentation de son épaisseur. Si cette condition n'est pas satisfaite, l'évolution du pergélisol prendra de valeurs négatives et il y a une dégradation de la couche pergélisolée.

La relation (2.35) est nommée par Smith et Riseborough (2002a) « l'effet d'amplitude annuelle », et il est en fonction de la latitude géographique et de la continentalité.

Par l'ordre d'importance de facteurs qui contrôlent l'évolution du pergélisol, la première position est occupée par la température de l'air, la couche nivale et la quantité d'eau (qui règle la conductivité thermique) et la deuxième place revient à l'effet de la couche végétale [Washburn (1994), Riseborough (2001), Smith et Riseborough (2002a)].

Dans leur étude, Smith et Riseborough (1996 et 2002a) utilisent une valeur de 0.8 pour le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'été (nt) pour déterminer l'existence du pergélisol dans l'arctique Canadien en fonction de la couverture végétale et du régime de température de l'air (MAAT). Les paramètres « rk » (le rapport de conductivité thermique), « nf » (le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver), « It » (l'indice de dégel) et « If » (l'indice de gel) sont variables et ils dépendent de la position géographique considérée. La Figure 13 (page 65) visualise l'évolution de paramètres « It » et « If » en s'appuyant sur les valeurs de température du MAAT fournies par les stations météorologiques du Canada.

L'indice de gel (If) augmente rapidement par rapport à la latitude, pendant que l'indice de dégel diminue. Cette conclusion démontre que « nf » (le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'hiver) a un rôle plus important que « nt » (le facteur d'échelle entre la température de l'air et celle de la surface du sol pendant l'été) et que « l'effet d'amplitude annuelle » ($If - It$) augmente aussi avec la latitude géographique. Le résultat de cette combinaison est un refroidissement du pergélisol (les valeurs de température TTOP diminuent).

Vers le sud, la température de l'air (MAAT) s'élève, ayant comme conséquence des valeurs plus hautes pour l'indice de dégel (I_t). Smith et Riseborough (2002a) déduit que l'impact de la température plus élevée de MAAT sur TTOP est réduit par l'augmentation du facteur « n_t » (l'effet de la végétation), toujours en rapport avec « r_k » (le rapport de conductivité thermique). Donc, dans les zones plus au sud, où le pergélisol est dans un état discontinu, la conductivité thermique de la couche active joue un rôle principal dans l'évolution locale du pergélisol. Par ailleurs, vers le nord, le paramètre « I_f » (l'indice de gel) augmente pendant que « I_t » (l'indice de dégel) diminue et le rôle du « r_k » (le rapport de conductivité thermique) devient moins important pour les valeurs TTOP (Figure 13, page 65).

L'effet nival est étudié en corrélation avec la température de l'air (MAAT) et la température du sol (MAGST) pour les zones où le pergélisol est continu, discontinu et sporadique. La Figure 14 (page 66) montre la dépendance entre les valeurs de MAAT et l'effet nival.

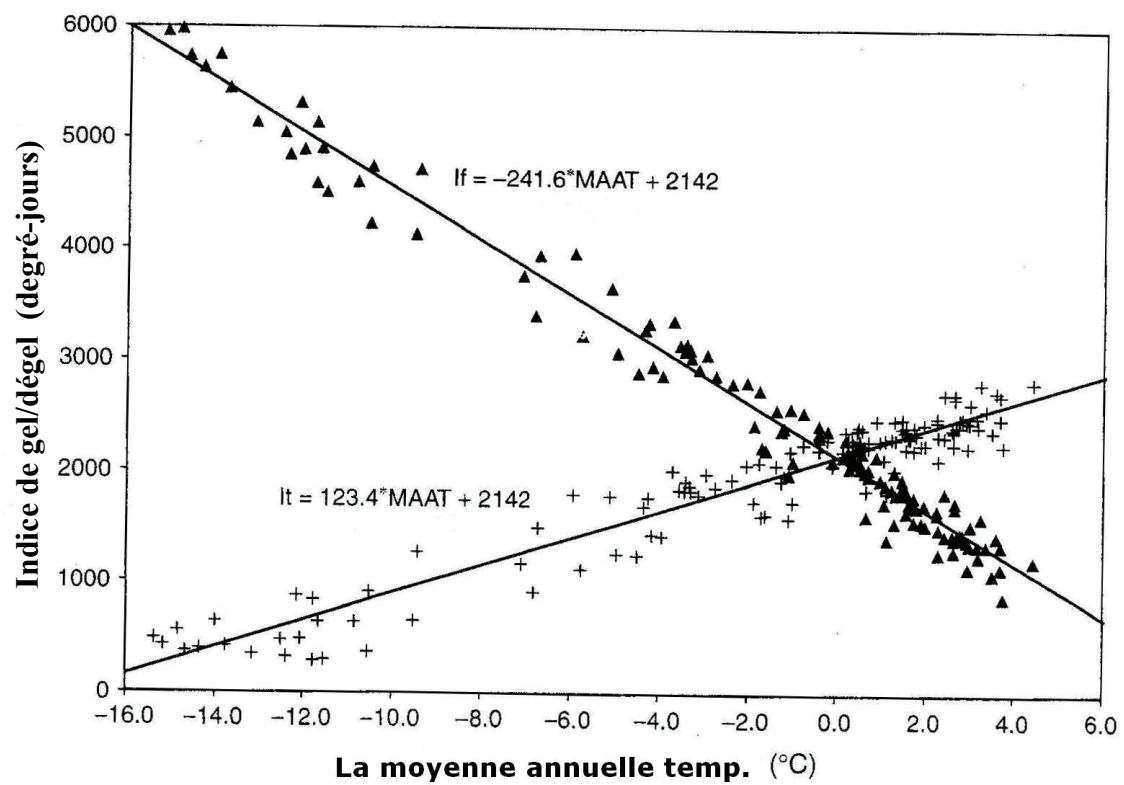


Figure 13 – Les tendances de « It » (l'index de dégel) et « If » (l'index de gel) par rapport à la variation annuelle de température de l'air [Source : Smith et Riseborough (2002a)].

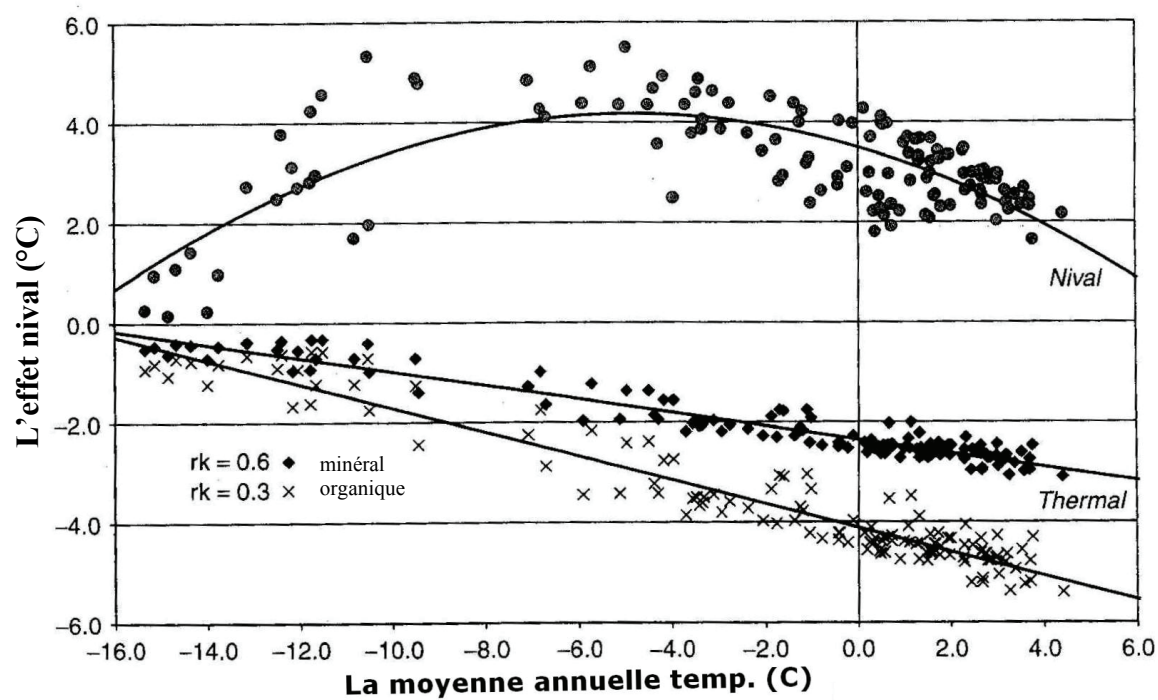


Figure 14 – La tendance de l'effet nival par rapport à la variation annuelle de température [Source : Smith et Riseborough (2002a)].

Le paramètre « rk » (le rapport de conductivité thermique) est de 0.6 pour le sol minéral et de 0.3 pour le sol organique.

L'étude a été faite pour un sol minéral ($rk = 0.6$) et un sol organique ($rk = 0.3$). Dans les deux cas, la dépendance entre la température de l'air (MAAT) et la température du sol (MAGST) est linéaire. Par contre, l'effet nival (nf) a une tendance d'augmenter pour les hautes latitudes et il diminue pour les régions plus au sud où ses valeurs sont plus basses.

La limite sud du pergélisol discontinu coïncide avec l'isotherme de $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour MAAT, ce qui représente une latitude de 58° N dans la province d'Alberta et de $54\text{-}55^{\circ}\text{ N}$ pour Saskatchewan [Smith et Riseborough (2002a)]. Selon la même étude, le pergélisol discontinu peut se retrouver à la limite de l'isotherme de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ MAAT pour un sol minéral et à celle de $+1$ à $+1.5^{\circ}\text{C}$ pour un sol organique. Cette observation est confirmée aussi par Delaloye (2002) (Figure 15, page 68).

La condition d'existence du pergélisol discontinu,

$$T_{TOP} = 0^{\circ} \quad ({}^{\circ}\text{C}) \quad (2.36)$$

est donnée par [Smith et Riseborough (1996), (2002a)] :

$$rk * It = nf * If \quad (2.37)$$

Cette condition est dépendante de la valeur « rk » (le rapport de conductivité thermique) locale (Figure 15, page 68).

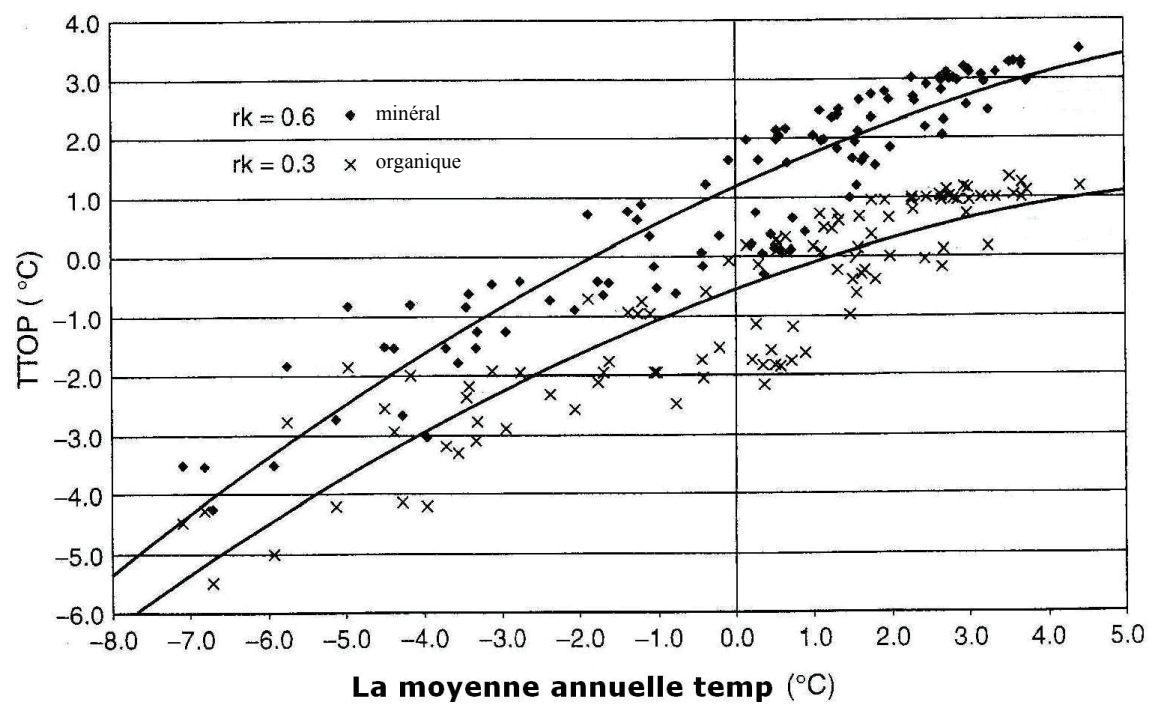


Figure 15 – La tendance de la température à la surface du pergélisol (TTOP) par rapport à celle de la moyenne annuelle de l'air (MAGST) [Source : Smith et Riseborough (2002a)]

La limite nord du pergélisol discontinu est l'isotherme de 0 °C pour la valeur du TTOP. La condition d'existence est [Smith et Riseborough (2002a)] :

$$0^{\circ}C = \frac{I_t - n_f * I_f}{P} \quad (2.38)$$

Le seuil critique du « nf » (l'effet de la neige) pour maintenir le sol gelé est :

$$n_{f \min} = \frac{I_t}{I_f} \quad (2.39)$$

Cette condition indique la limite nord du pergélisol discontinu qui se retrouve où les valeurs de la couche nivale sont plus grandes que la valeur minime du (nf_{\min}). Après cette limite, le pergélisol est considéré comme continu. La Figure 16 (page 70) montre les valeurs minimales pour l'épaisseur de la neige pour maintenir l'état du pergélisol, par rapport à la température moyenne annuelle de l'air. Dans les deux cas, le sol organique ($rk = 1$) et le sol minéral ($rk = 0.3$), il y a une diminution importante des valeurs d'épaisseur de la neige par rapport à la valeur moyenne de température de l'air (MAAT) entre -8 °C et -6 °C.

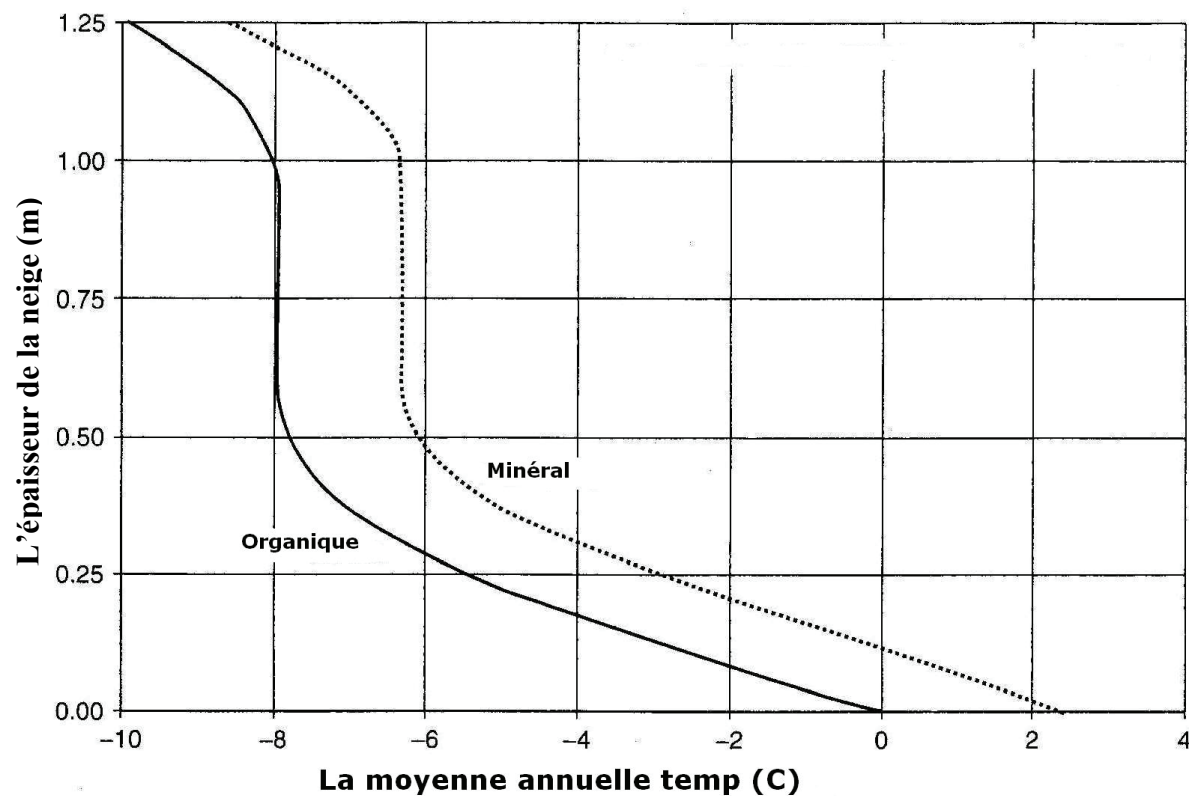


Figure 16 – Les valeurs minimales pour l'épaisseur de la neige pour prévenir la dégradation du pergélisol, par rapport à la température moyenne annuelle de l'air [Source : Smith et Riseborough (2002a)].

Le seuil de température MAAT et celui de l'épaisseur de la neige pour maintenir la couche active gelée, selon Smith et Riseborough (2002a), est situé entre -6°C et -8°C et respectivement 0.5 à 1 m. Pour des valeurs plus petites pour MAAT et plus grandes pour l'épaisseur de neige, des valeurs qui maintiendront la couche active gelée, le pergélisol peut être considéré comme continu et stable. Cependant, il faut tenir compte que la limite de température MAAT pour le sol minéral est plus élevée, donc plus au sud, par rapport à celle du sol minéral. Cette limite est toujours un facteur local, mais l'étude conclue qu'on peut considérer généralement les isothermes de -6°C à -8°C du MAAT comme l'endroit de transition entre le pergélisol discontinu et le pergélisol continu.

2.12 Applications du modèle TTOP

L'algorithme du modèle TTOP a été utilisé par Smith et Riseborough (2002a) pour produire la carte actuelle d'état du pergélisol au Canada par rapport à la température estimée du sol (Figure 17-a, page 75). Par la suite, cette carte a été comparée à celle des mesures de température au sol déjà existante [Heginbottom et coll. (1995), Wright et coll. (2003)].

Les résultats démontrent que l'étendue estimée de la zone pergélisolée par le modèle TTOP est très semblable à la résultante par des mesures directes sur terrain. L'estimation obtenue en utilisant le modèle TTOP est de 47.9 % versus 49.3 % (la valeur réelle) de la surface totale du territoire canadien occupée par le pergélisol. De plus, la valeur moyenne de température pour toute la surface pergélisolée obtenue par le modèle TTOP, la valeur de -6.4°C , est très proche de celle calculée à partir des mesures sur terrain (la valeur réelle) de -6.1°C [Smith et Riseborough (2002a)].

Ces résultats ont permis à Smith et Riseborough (2002a) de tracer la carte d'évolution du pergélisol en utilisant les données climatiques fournies par le Modèle Couplé Climatique Global (Figure 17-b, page 75) dans un scénario MCCG2 IS92a $2\times\text{CO}_2$.

Les résultats de cette simulation indiquent que :

- La surface totale du pergélisol au Canada, actuellement de 48 % du territoire, sera réduite à 21 %.
- Le pergélisol pérenne et stable, actuellement présent dans une proportion de 47 % dans l'ensemble de la zone pergélisolée arrivera à un pourcentage de 37 %.
- Le pergélisol discontinu et instable, actuellement dans une proportion de 33 % augmentera à une proportion de 38 %.

Cependant, on doit remarquer et souligner que les résultats obtenus à l'aide du modèle TTOP, ainsi que les conclusions finales, font référence à l'état du pergélisol, à la condition d'existence pour la couche pergélisolée. L'étude ne prend pas en compte les valeurs d'épaisseur de pergélisol, sa distribution spatiale ou les valeurs du dégel (par exemple, Smith et Riseborough (1996) tracent la carte de l'état de pergélisol au Canada par rapport à la température calculée à la surface du pergélisol et, par la suite, il extrapole les conclusions finales concernant l'existence de pergélisol sur cette base de travail).

2.13 Limitations du modèle TTOP

Selon Smith et Riseborough (2002a) l'utilisation du modèle d'évolution du pergélisol présente certaines limitations :

- La principale limitation du modèle TTOP est la qualité de données d'entrée [Smith et Riseborough (2002a)], particulièrement le manque de données d'humidité du sol. Pour cette raison, l'étude utilise une valeur de 50 % humidité du sol pour toutes les simulations du TTOP.

Selon nous, les résultats obtenus par le modèle TTOP pour tout le territoire canadien sont altérés, surtout dans la partie sud de la zone du pergélisol (le pergélisol

discontinu ou sporadique dans des régions plus chaudes et avec plus de précipitations), par cette valeur *a priori*. Cette affirmation est basée sur les études qui regardent le rôle joué par la quantité d'eau dans le sol dans le transfert de chaleur et la réponse spécifique de chaque type du sol [Campbell (1985), Campbell et coll. (1998) et Jensen et coll. (2002)].

- Les valeurs de l'épaisseur de la neige ont été calculées par des méthodes d'interpolations (le plus proche voisin) pour toute la surface d'étude (voir Canada), à partir de données fournies par les stations d'observation météorologique [Smith et Riseborough (2002a)].

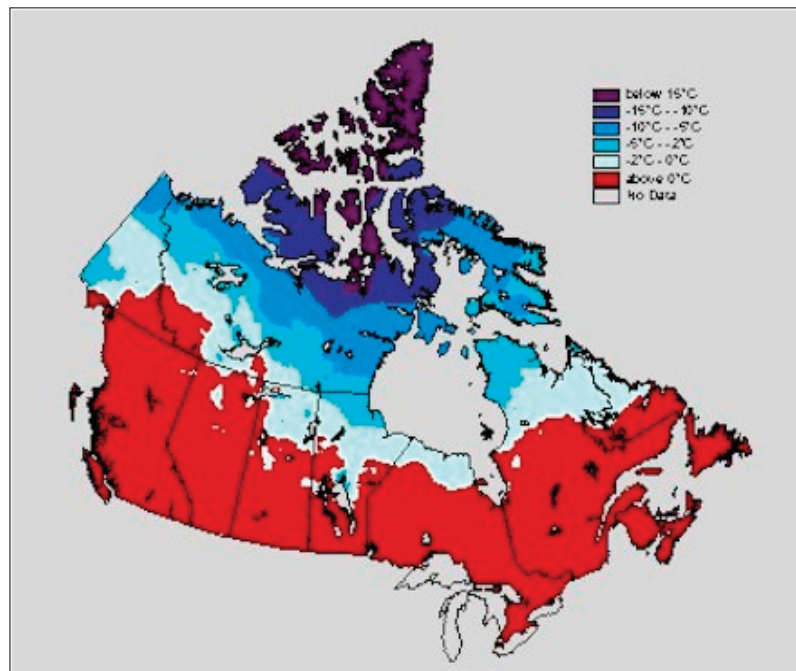
Selon nous, les résultats obtenus pour l'épaisseur de la neige par des méthodes d'interpolations sur un territoire assez vaste ne peuvent pas refléter la situation réelle surtout dans les zones éloignées où il y a peu ou sans observations météorologiques. Tenant compte du rôle primordial joué par la couche nivale (le paramètre « *nf* » du modèle) dans le transfert de chaleur vers la couche active et le pergélisol, nous nous questionnons sur la pertinence de cette méthode d'interpolation [Bierkens et coll. (2000), Faraway (2002)] et, conséquemment, sur la qualité de résultats obtenus.

- Chaque valeur de température fournie par le Modèle Couplé Climatique Global de deuxième génération (MCCG2) pour une période de 20 ans représente une cellule de 360 x 360 km. Cette valeur de température est assignée au centre de la cellule du modèle. Pour avoir les valeurs de température distribuées sur toute la surface d'une cellule, Smith et Riseborough (2002a) utilisent la méthode d'interpolation par le plus proche voisin. L'utilisation de cette méthode introduit des erreurs de plus en plus grandes (en valeur absolue) vers les limites de chaque cellule [Bierkens et coll. (2000)]. Selon l'auteur, ces valeurs ne représentent pas une bonne estimation, du point de vue thermique, de la situation réelle sur le terrain.

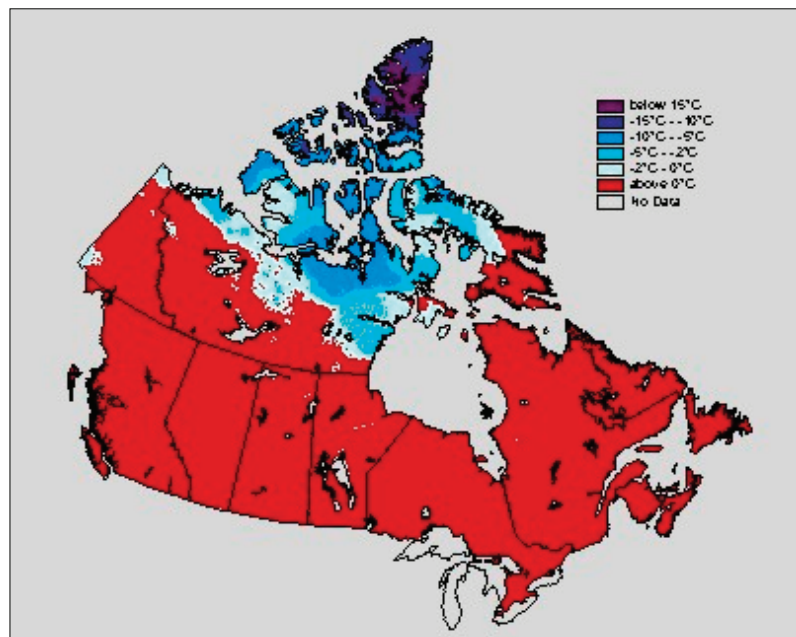
- Les conclusions tirées par Smith et Riseborough (1996) concernant l'existence du pergélisol sont basées sur les valeurs de température à la surface de pergélisol obtenues en utilisant des prédictions climatiques du MCCG2. Cependant, l'étude utilise seulement les valeurs de prédiction de température pour la vingtième année de la période de 20 ans

fournie, sans considérer l'évolution du phénomène durant toute cette période. L'étude de Smith et Riseborough (1996) parle des conditions d'existence du pergélisol stable ou instable (c'est-à-dire, les zones où la valeur de température calculée est négative ou positive) sans prendre en compte l'épaisseur de la couche pergélisolée. Selon nous, cette approche ne tient pas compte de la dynamique du pergélisol et aussi des facteurs physiques du celui-ci.

Ces quatre limitations majeures du modèle TTOP nous font croire que le modèle TTOP-A (amélioré) pourra mieux répondre aux problèmes rencontrés par Smith et Riseborough (1996 et 2002a) et, dans les cas mentionnés, mieux aborder la situation du terrain.



(a)



(b)

Figure 17 – Les résultats obtenus par le modèle TTOP : a) l'état du pergélisol en 1996, b) l'état du pergélisol pour 2040-2050 basé sur un niveau des émissions de CO₂ de 660 ppm (MCCG2) [Source : Smith et Riseborough (1996, 2002a)]

3.1 Zone d'étude

Le Bassin du Mackenzie, avec une superficie de 1 787 000 Km², s'étend sur presque 20° de latitude (entre 52° N et 70° N) et couvre 20 % de la superficie du Canada. Situé dans les Territoires de Nord-Ouest (T.N-O), il se compose de six sous-bassins principaux, de trois grands lacs, le Grand lac des Esclaves, le Grand lac de l'Ours et le lac Athabasca, et de trois grands deltas, y compris le delta Paix-Athabasca et le delta du Mackenzie (Figure 18, page 77). Il s'agit du plus grand bassin versant du Canada et il englobe la toundra arctique au nord, des terres agricoles et des exploitations d'élevage au sud, des lacs et des zones humides dans les plaines intérieures, des régions montagneuses à l'ouest et le Bouclier canadien à l'est [Couture et coll. (2000), Environnement Canada (2004)]. Le Fleuve Mackenzie se classifie le deuxième en Amérique du Nord après Mississippi avec une longueur de 4240 km et un débit moyen annuel de 10 600 m³s⁻¹, [Gingras (1997), Revenga et coll. (1998)].

Les températures mensuelles moyennes pour le Bassin Mackenzie sont d'environ 15 °C en été et de -30 °C en hiver et l'écart local de température peut atteindre des valeurs entre 30 °C et -50 °C. [Environnement Canada (2004)]. Près de 75 % du Bassin Mackenzie se trouve dans les zones de pergélisol continu et discontinu [Couture et coll. (2000)].

Cette vaste étendue comprend huit zones écologiques (Figure 19, page 78) [Environnement Canada (2004)] :

- À l'ouest la taïga, la toundra et les zones montagneuses dans la région des Cordillères.
- Au sud les plaines et le Bouclier canadien, dans la région boréale.
- À l'est les plaines et le bouclier dans la région de taïga.
- Au nord, la région sous arctique.



Figure 18 – Le Bassin Mackenzie [Source : Rapport sur l'état de l'écosystème du Bassin Mackenzie (2003)]



Figure 19 – Les huit zones écologiques principales du Bassin Mackenzie [Source : Environnement Canada (2004)]

3.2 Données à l'intérieur de la zone d'étude

Le transect d'étude se trouve sur un axe nord-sud dans le Bassin Mackenzie, ayant une longueur d'approximativement 1440 km et une largeur d'environ 720 km.

Le choix de la position géographique et des dimensions du transect a été fait, premièrement, en se basant sur les études de Smith et Riseborough (1996 et 2002a), Smith et Burgess (2000), Burgess et coll. (2000), Dyke (2000) et Aylsworth et coll. (2000) qui utilisent la même région pour leurs études (Figure 20, page 80).

Deuxièmement, nous avons considéré les données disponibles pour cette région. Le Bassin Mackenzie est un choix privilégié de recherche et d'observation sur le climat, l'écosystème et l'épaisseur, la distribution et le type du pergélisol pour beaucoup de scientifiques et d'organismes gouvernementaux (l'Environnement Canada, le CNC-IPA (*Canadian National Committee for the International Permafrost Association*) et la Commission géologique du Canada) (§ 3.2.2 et § 3.2.3).

Troisièmement, la période d'observations climatiques disponibles, c'est-à-dire les données historiques dans cette région (la température de l'air, les précipitations, l'insolation, l'épaisseur de la couche nivale, l'humidité, ...), remonte jusqu'en 1940-1950 (Figure 21a, b, c, d, page 81).

Quatrièmement, le type et la distribution du sol sont aussi disponibles pour cette région [Commission Géologique du Canada (2004); Carte circumpolaire des types de sol (2002)]. Des plus, les forages d'hydrocarbure existants dans le Bassin Mackenzie, surtout dans la partie nord de la région, font partie du programme international de surveillance du pergélisol CALM (*Circumpolar Active Layer Monitoring*) [Burgess (1999), Smith et Burgess (2000)].

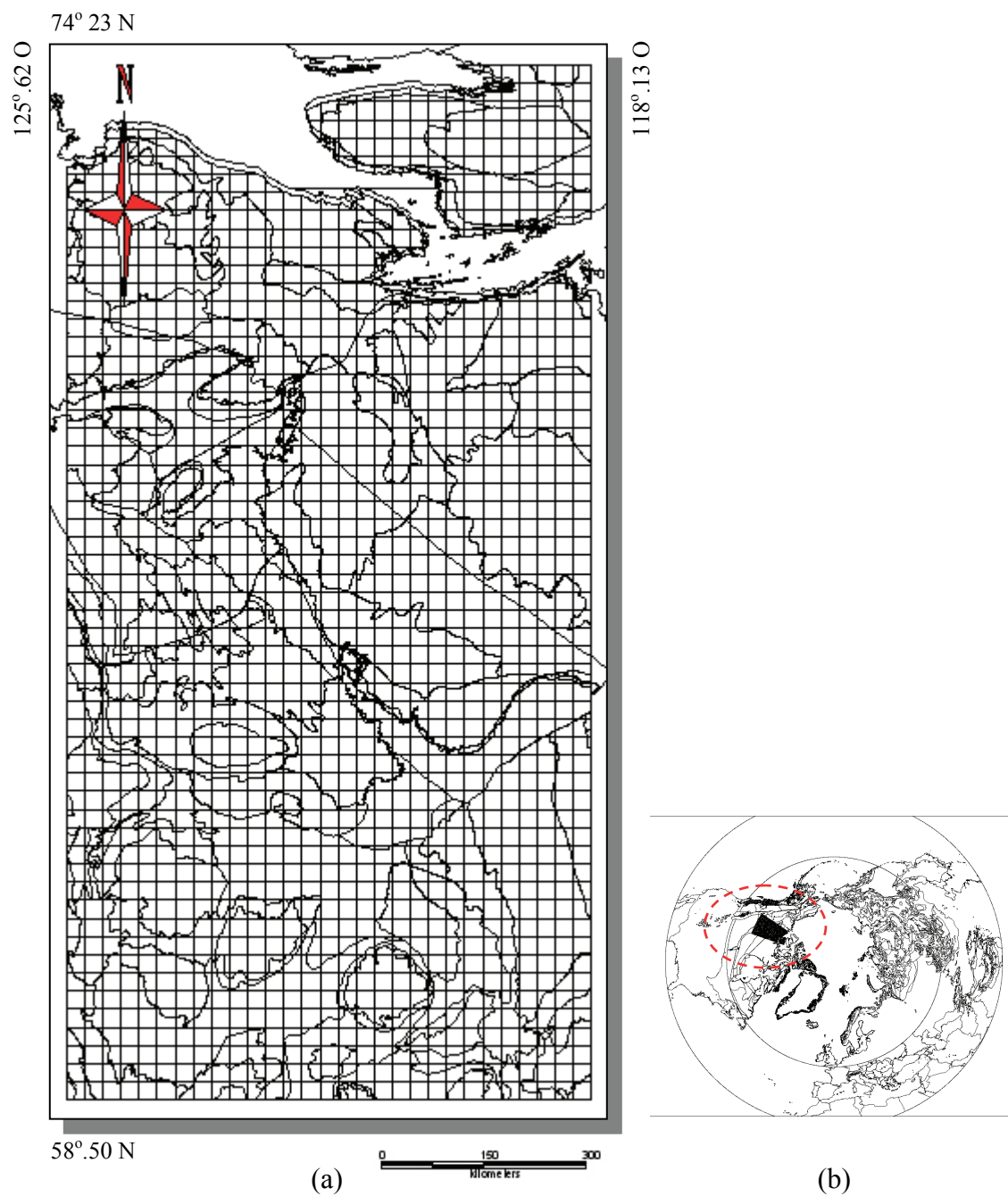


Figure 20 – Le transect d'étude : a) projection Lat/Long centrée sur la zone d'étude, avec une maille type EASE-GRID de 25 km b) la zone d'étude dans une projection conique Lambert pour l'Hémisphère Nord.

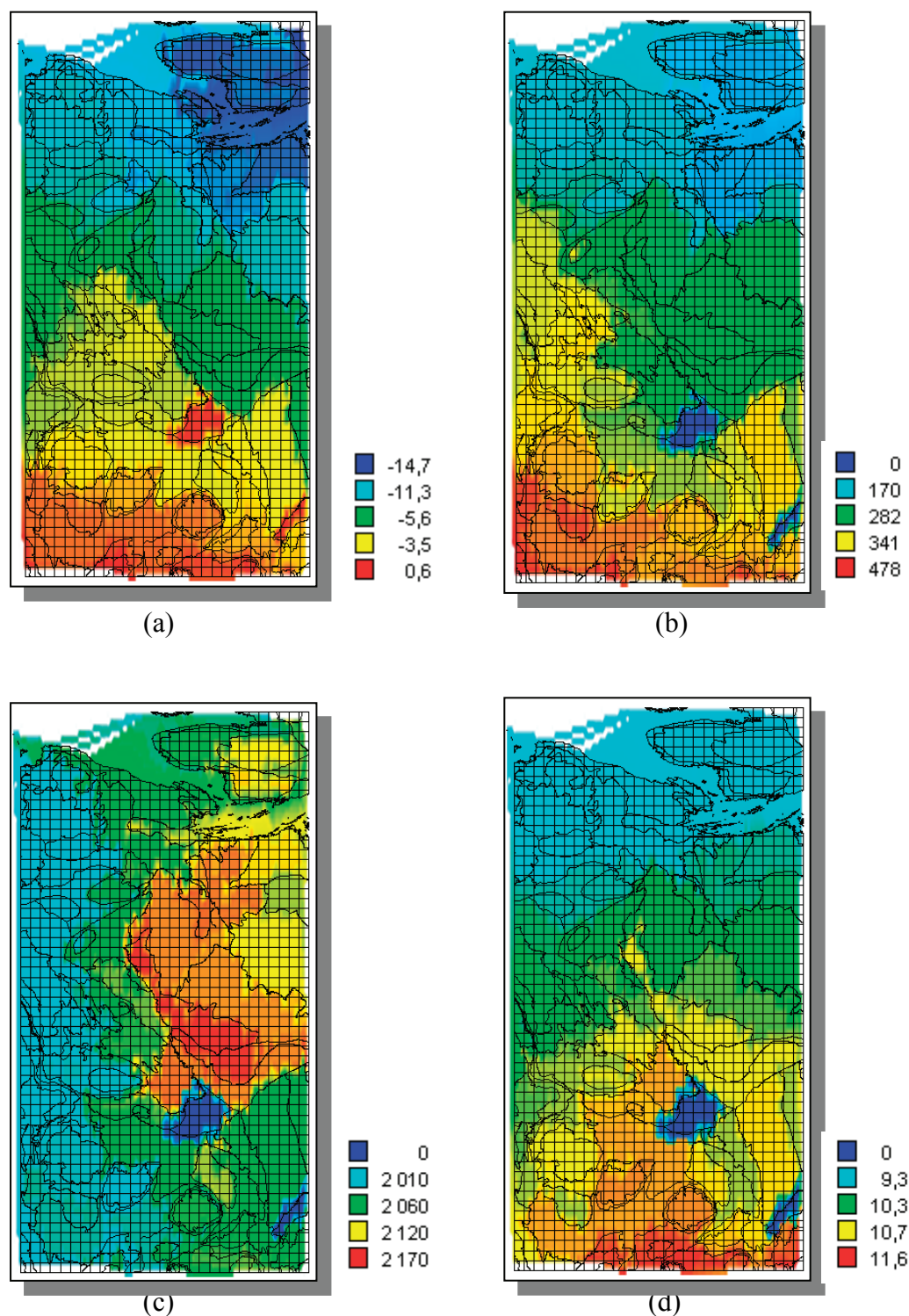


Figure 21 – Le transect d'étude : a) la moyenne annuelle de température (°C), b) les précipitations annuelles totales (mm), c) la moyenne annuelle d'insolation (h), d) la moyenne annuelle pour la radiation solaire (mégajoules/m²/jour) [compilation – GRIB (2010)].

Le transect commence dans le nord du Bassin Mackenzie (125°.62 O; 74°.23 N) suit parallèlement le fleuve Mackenzie vers le sud, dépasse les lacs Ours et Des Esclaves et s'arrête près de la frontière d'Alberta (118°.13 O; 58°.50 N).

Le transect englobe une variété des couvertures végétales (Figure 22, page 82) et de types des sols (Figure 25, page 88). On retrouve en nord des arbustes dans une végétation herbacée, des forêts avec une faible densité, de la toundra, de la forêt mixte et au sud, une couverture végétale arbustive (Figure 22, page 82).

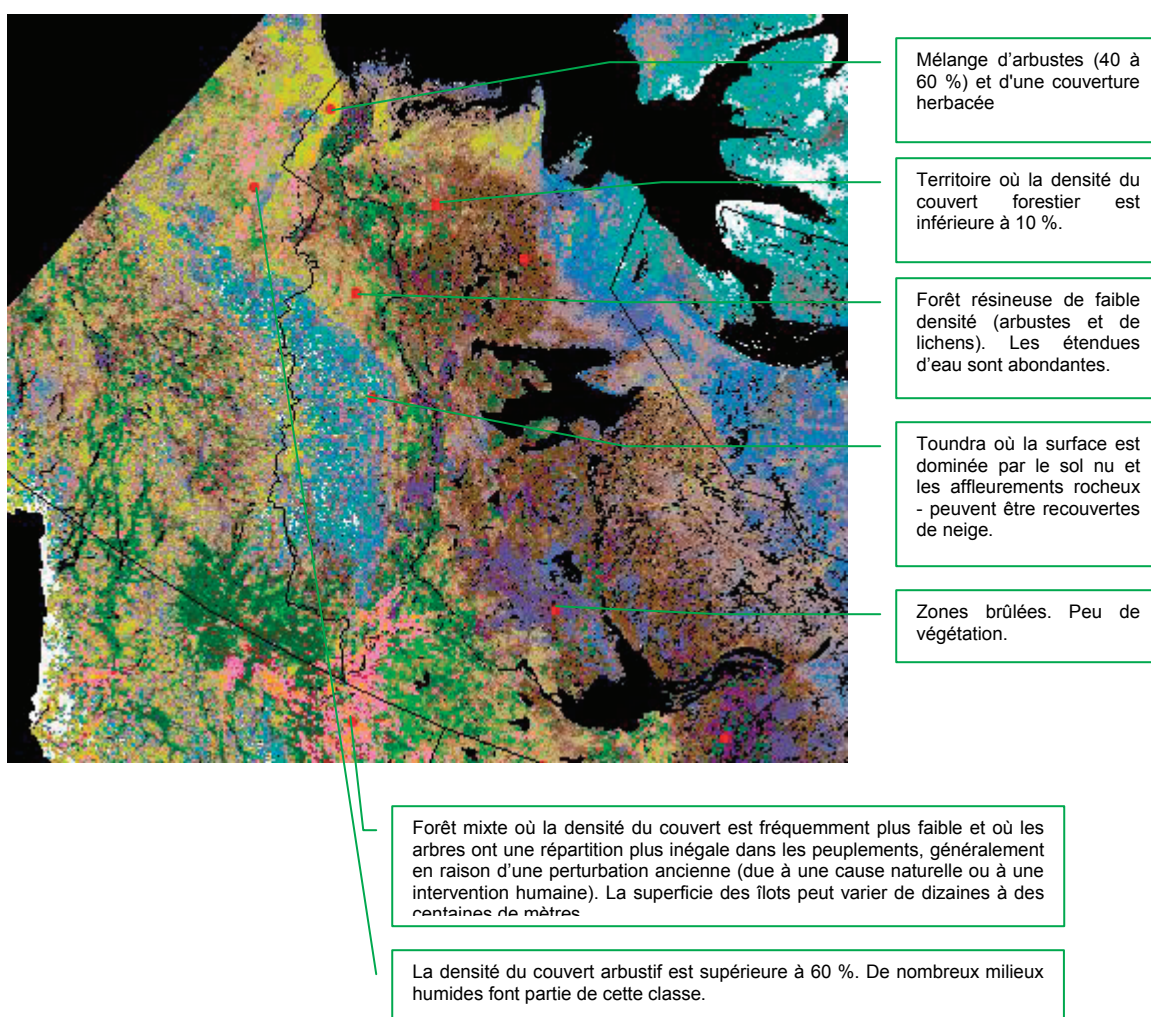


Figure 22 – Les types de végétations en intérieur du transect d'étude [Source : Atlas Géographique du Canada (2004)].

Le transect, du nord au sud, traverse trois écosystèmes :

- L'écozone du Bas-Arctique (Figure 23, page 84)

Cette zone de l'écosystème se caractérise par une végétation des broussailles rampantes, des lacs froids et des prairies humides à carex²¹. Les étés sont courts (d'environ quatre mois), avec une moyenne de température de 5 °C, pendant que les hivers sont longs et extrêmement froids, avec une température moyenne de -30 °C à -35 °C. Les précipitations annuelles pour cette zone sont d'environ 250 mm à l'ouest et de 500 mm à l'est [Environnement Canada (2004)].

La présence du pergélisol restreint la croissance de plantes et on peut retrouver de petits bosquets d'épinettes rabougries, des arbrisseaux bas (le saule et le bouleau arbustif), mais aussi de lichens et de mousses.

La faune est représentée par le bœuf musqué, le grizzli, le caribou et l'orignal. Comme oiseaux, un nombre de canards, de cygnes, d'oies et de huards y trouve l'habitat [Wiken (1986), Environnement Canada (2004)].

- L'écozone boréale (Figure 24, page 84)

Cette zone se caractérise par un relief plat ou peu onduleux, un sol du type brunisol vers le nord et du type luvisol et chernozem vers le sud. Les plaines sont humides et 25 % à 50 % de cette étendue est occupé par les tourbières à sol organique [Wiken (1986)].

Le climat dans cette zone se caractérise par des étés modérés chauds avec une moyenne de température entre 13 °C et 15.5 °C et par des hivers froids avec une moyenne de température comprise entre -17.5 °C à -11 °C. La quantité de précipitations est située entre 300 mm (la partie ouest de la zone) et 525 mm (la partie est) [Environnement Canada (2004)].

²¹ Plante communément appelée laïche, à feuilles coupantes, à fleurs en épis et à fruits en capsule, qui croît en touffes [Office de la langue française (1987)]

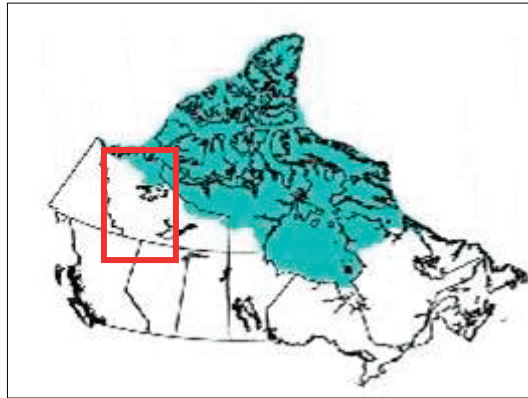


Figure 23 – L'écosystème arctique [Source : Wiken (1986), Environnement Canada (2004)].



Figure 24 – L'écosystème boréal [Source : Wiken (1986), Environnement Canada (2004)].

La végétation, dans la partie nord de la zone, est représentée par l'épinette blanche, l'épinette noire, le mélèze laricin et le pin gris. Plus au sud, le bouleau blanc, le peuplier baumier et le peuplier faux-tremble constituent les forêts de feuillus.

On retrouve dans cette zone le cerf-mulet, le cerf de Virginie, l'orignal, l'ours noir et le lynx du Canada. Les oiseaux représentatifs sont le geai bleu, le cardinal à poitrine rose, la nyctale de Tengmalm et la muette de Franklin [Wiken (1986), Environnement Canada (2004)].

- La taïga du Bouclier (Figure 19, page 78)

Dans cette zone, qui se retrouve à l'extrémité sud-ouest des Territoires du Nord-Ouest, l'été est court et frais, avec une moyenne de température de 6.5 °C dans le nord et de 14 °C dans le sud. Pendant le long et froid l'hiver, la moyenne de température atteint -26 °C dans le nord et -15 °C dans le sud. La glace d'eau douce est présente pendant six à huit mois et les précipitations se situent entre 200 mm et 500 mm [Environnement Canada (2004)].

Cette écozone est le prolongement septentrional des grandes plaines intérieures qui dominent les écozones des Plaines boréales et des Prairies [Wiken (1986)]. Le sol est représenté par les calcaires et le pergélisol est présent dans une proportion de 25 % à 50 % de l'étendue. On y trouve des forêts de résineux composés d'épinette noire [Barry et coll. (1981), Wiken (1986)].

3.2.1 Données sur la distribution et le type du pergélisol

Le pergélisol se retrouve sur toute la longueur du transect dans la zone d'étude. En nord, près d'Inuvik, il y a un pergélisol continu; vers le sud, dans la zone de Yellowknife il y a le pergélisol extensif discontinu jusqu'à la limite du Lac des Esclaves où on retrouve le pergélisol sporadique. À la limite sud du transect il y a une zone de pergélisol isolé au niveau du Fort Simpson [Brown et coll. (2001)] (Figure 25, page 88).

La Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans le sol [Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions (2001)]²² est basée sur les travaux de Heginbottom et Radburn (1992), Heginbottom et coll. (1995) et Brown et coll. (1998) et elle couvre tout Hémisphère Nord, y compris la zone du Bassin Mackenzie entre les latitudes de 60° et 73° N, et les longitudes de 120 ° à 142 ° O (Figure 25, page 88).

La carte montre la distribution et les propriétés du pergélisol continu, sporadique et isolé. L'occupation du pergélisol est estimée en pourcentages (90-100%, 50-90%, 10-50%, < 10% et sans pergélisol) de même que la quantité de glace dans les premiers 20 mètres (>20%, 10-20%, <10%, et 0%) (voir Tableau III, page 87). La grille utilisée a une résolution spatiale de 12.5 km, 25 km et 0.5 degré. La version numérique de la carte, dans un format EASE-GRID [Zhang et coll. (2005a, 2005b)], est dérivée de la carte originale sur papier à l'échelle 1: 10 000 000 [Brown et coll. (1998)]. La carte originale sur papier inclut aussi des informations sur l'abondance de la glace, les accumulations massives de glace, les pingos et sur la plage des températures et des épaisseurs de la couche gelée. Le Tableau III (page 87) montre (partiellement) les classes de pergélisol ainsi que les sous-classes en fonction de la quantité de glace contenue [Heginbottom et coll. (1995), Brown et coll. (2001)]. Cette classification internationale du pergélisol se retrouve à l'intérieur du transect d'étude, du nord au sud, sur ses 1440 km de longueur et ses 720 km de largeur.

²² Brown et coll. (2001).

Tableau III – La classification du pergélisol à l'intérieur du transect d'étude (le Bassin Mackenzie)

[Source: Heginbottom et coll. (1995), Bockheim et coll. (1998), Brown et all. (2001), CALM (2001)]

Code	Description
Cl	Pergélisol continu > 90% avec < 10% glace
Ch	Pergélisol continu > 90% avec > 20% glace
Cml	Pergélisol continu > 90% avec < 20% glace
Cmh	Pergélisol continu > 90% avec > 10% glace
Elm	Pergélisol extensif discontinu (50-90%) avec < 20% glace
El	Pergélisol extensif discontinu (50-90%) avec < 10% glace
Em	Pergélisol extensif discontinu (50-90%) avec (10-20%) glace
Sl	Pergélisol sporadique discontinu (0-10%) avec < 10% glace
Il	Pergélisol ilots isolés (0-10%) avec < 10% glace
Inl	Pergélisol ilots isolés (0-10%) avec (0-10%) glace
N	Sans pergélisol

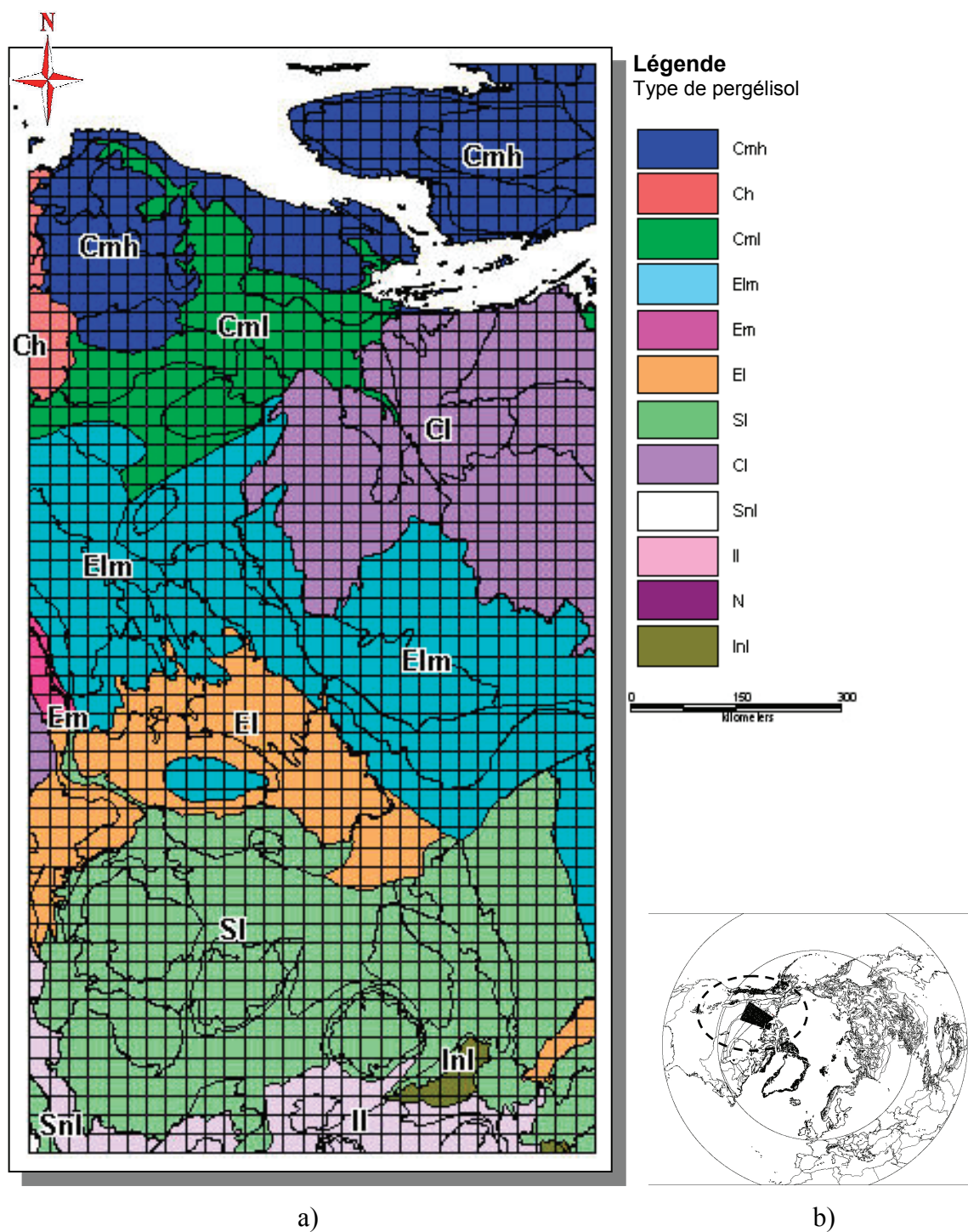


Figure 25 – Le pergélisol au long du transect d'étude : a) la distribution spatiale du pergélisol dans le Bassin Mackenzie (projection géographique centrée sur le transect d'étude) (voir Tableau III, page 87); b) la Carte circumpolaire de pergélisol et des terres gelées. [Source : Heginbottom et Radburn (1992), Burgess (1999), Brown et coll. (2000), Environnement Canada (2004)]

3.2.2 Données sur l'épaisseur du pergélisol

Les valeurs de l'épaisseur de la couche de pergélisol retrouvées à l'intérieur du transect d'étude (le Bassin Mackenzie) représentent une compilation de plusieurs sources :

- la version numérique de la carte produite par Heginbottom et Radburn (1992)
- la Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans sol, produite par Brown et coll. (2001)
- les cartes compilées et produites par Burgess (1999) et Smith et Burgess (2000 et 2002a).

La version numérique de la carte produite par Heginbottom et Radburn

La carte du pergélisol pour le nord-ouest du Canada (le Bassin Mackenzie) est une version numérique de la carte à l'échelle 1:1 000 000 produite par Heginbottom et Radburn en 1992 [Heginbottom J. et L. Radburn (compilation) (1992)]. Cette carte fournit des données sur la distribution du pergélisol dans le Bassin Mackenzie et elle inclut trois couches : les zones pergélisolées, les lacs et les rivières dans un format des données spatiales Shapefile-ArcView [Heginbottom et Radburn (compilation) (1992)].

La Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans sol

Cette carte (Figure 26, page 90) est produite par Brown et coll. (2001) et elle est disponible dans un format ESRI Shapefile et EASE-Grid (Equal-Area Scalable Earth Grid). Les données couvrent l'Hémisphère Nord (25°N - 90°N, 180°O-180°E) et les données provient principalement de l'intégration de la carte "*Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions*" à une échelle 1:1 000 000 créée par Brown et coll (1998), mais aussi par l'intégration de plusieurs autres sources des données provenant de:

Environmental Systems Research Institute (ESRI), U.S. Geological Service (USGS),
Service d'information sur les sols du Canada et Commission géologique du Canada

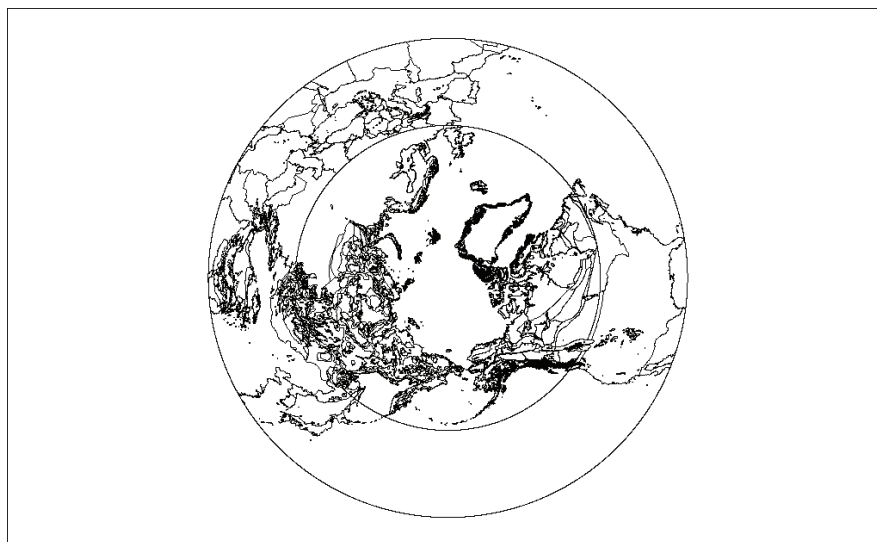


Figure 26 – La Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans sol [Source : Brown et coll. (1998, révisé février 2001)]

Les cartes compilées et produites par Burgess (1999) et Smith et Burgess (2000 et 2002a)

Ces cartes compilées représentent la base de données sur l'épaisseur du pergélisol publiée par la Commission géologique du Canada (CGC) qui a compilé des bases de données nationales sur l'épaisseur de la glace dans le sol et la température du sol (Figure 28, page 92). La plupart des sites d'observation contenus dans cette base de données sont passifs et ils fournissent des valeurs sur la température de l'air, sur la couverture nivale et de la végétation ainsi que sur la répartition du pergélisol [Commission géologique du Canada (CGC) (2010)].

La Commission géologique du Canada (CGC) a déterminé l'épaisseur du pergélisol en utilisant :

- Les données sur la l'épaisseur de la glace dans le sol.
- La profondeur de l'isotherme de 0°C.
- Les données sur la l'épaisseur de la glace dans le sol et la profondeur de l'isotherme de 0°C.

La Figure 27, page 91 montre la distribution spatiale des méthodes utilisées pour déterminer l'épaisseur du pergélisol [Smith et Burgess (2000)].

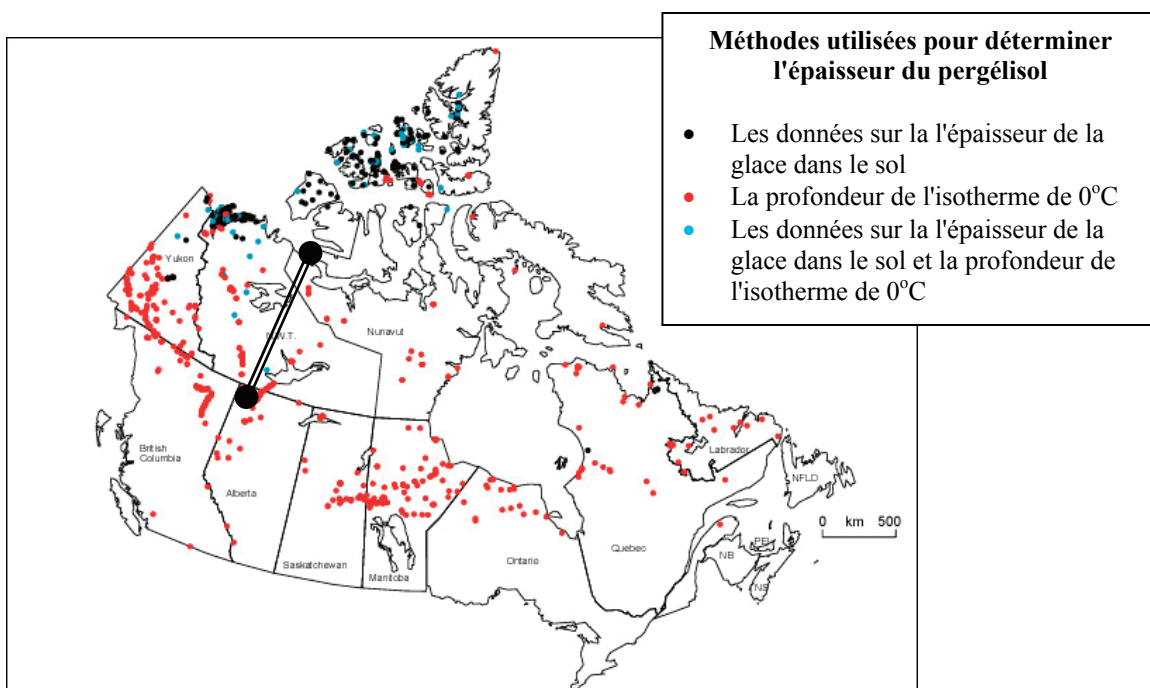


Figure 27 – Les méthodes utilisées pour déterminer l'épaisseur du pergélisol [Source : Smith et Burgess (2000), Commission géologique du Canada (CGC) (2010)]

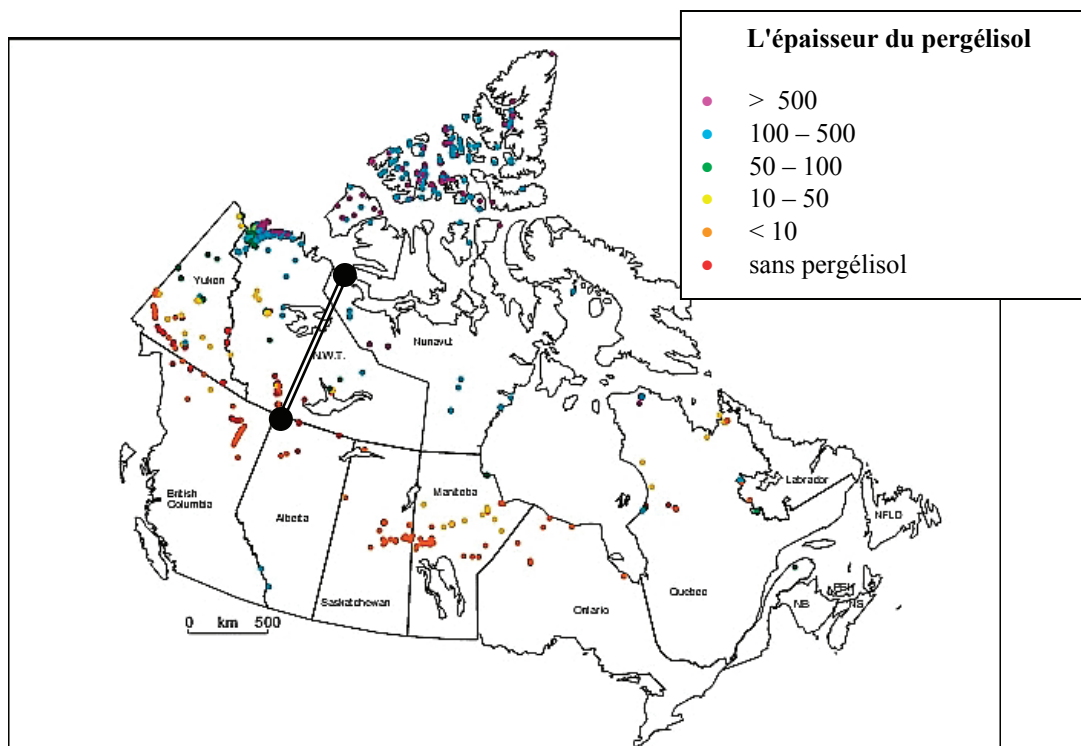


Figure 28 – L'épaisseur du pergélisol au Canada 1: 50 000 000 [Source : Smith et Burgess (2000), Commission géologique du Canada (CGC) (2010)]

Figure 28 (page 92) montre les valeurs de l'épaisseur et le type du pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude selon Smith et Burgess (2000).

Étant donné que les puits de forages situés à l'intérieur de la zone d'étude ne renferment pas les valeurs d'épaisseur de pergélisol, nous avons compilé et interpolé ces valeurs à partir des puits des forages adjacents au transect.

Ces calculs ont tenu compte des sources mentionnées ci-dessus et aussi de la répartition et du type de pergélisol [Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions (2001)].

NOTE : Le cheminement de calcul pour obtenir les valeurs de l'épaisseur du pergélisol est présenté dans "§ 5.1.6. Données sur l'épaisseur du pergélisol".

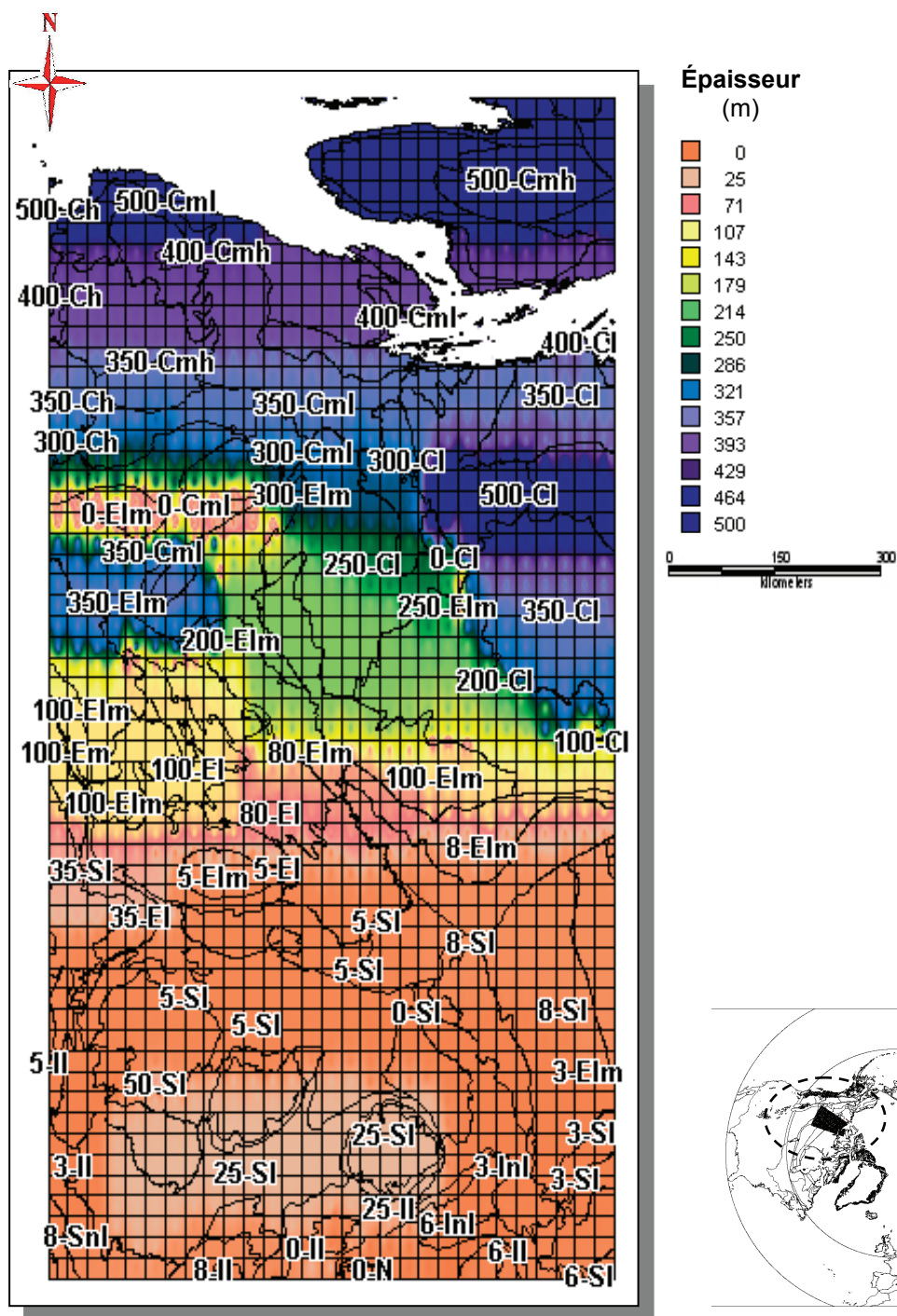


Figure 29 – Les valeurs d'épaisseur (m) et le type de pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude (compilation) (voir aussi le Tableau III, page 87) [Source : Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions) (2001)].

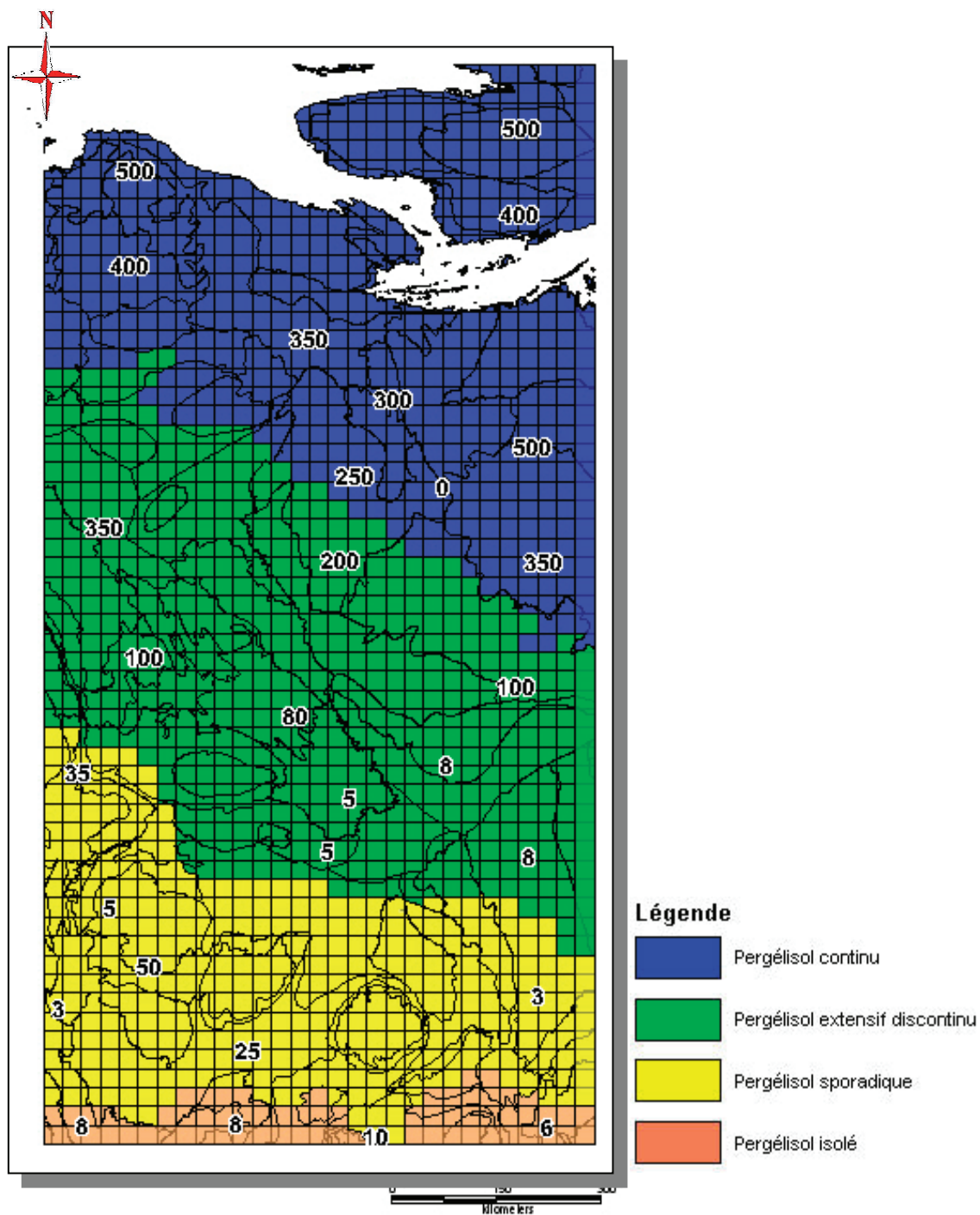


Figure 30 – La carte actuelle de type de pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude [Source: Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions (2001)]

3.2.3 Données sur la distribution et le type de sol

Les données sur les types et la distribution spatiale du sol dans la région du Mackenzie sont tirées de la Carte circumpolaire de types du sol, à l'échelle 1:10 000 000, qui couvre les États-Unis, le Canada, le Groenland, le nord d'Europe, la Russie, la Mongolie et le Kazakhstan [Brown et coll. (1998)]. Cette carte utilise la taxonomie du Département d'Agriculture des États-Unis. La Figure 30 (page 94) et les Tableaux IV et V (pages 95 et 96) montrent les types et la distribution du sol au long du transect d'étude.

La couche du sol au dessus du pergélisol (la couche active) joue un rôle important dans l'équation de transfert de la chaleur vers la partie supérieure du pergélisol [Singh et coll. (1983), Smith et Riseborough (2002a), Burgess et coll. (2000), Wright et coll. (2003)]. À l'intérieur du transect d'étude, on retrouve le sol tourbier, le sol argileux, le sol sableux, le loam, le sol constitué de pierres et le sol organique. Le Tableau I (page 18) donne les valeurs de la conductivité thermique pour différents types de sol [Buol et coll. (1980), Baumgardner et coll. (1985), Jackson et coll. (1986), Nidal et coll. (2000), Cryosol Working Group (2001), White et coll. (2004)].

Tableau IV – Les types de sol à l'intérieur du transect – les définitions
[Source : Environnement Canada (2009), Office québécois de la langue française (2010)]

Type	Définition
Tourbe	Matière spongieuse, légère, compressible et combustible résultant d'une lente et partielle décomposition de matières végétales (au moins 30 % du dépôt marécageux) et d'une certaine quantité de débris animaux, dans l'eau stagnante ou dans un milieu très humide.
Loam argileux turbide	Classe de texture du sol. Matériau du sol contenant de 27 à 40 % d'argile et de 20 à 45 % de sable.
Argile	Riche terreuse à structure bidimensionnelle (feuillets) constituée principalement de silicates d'aluminium hydratés en fines particules, d'un diamètre inférieur à 2 microns.
Sable	Élément de sol (roche) dont le diamètre est compris entre 0.05 et 2 mm (classification internationale).
Loam sableux	Matériau du sol contenant soit 20 % ou moins d'argile, avec un pourcentage de limon plus deux fois celui de l'argile supérieure à 30 et 52 % ou plus de sable, soit moins de 7 % d'argile, moins de 50 % de limon et entre 43 et 52 % de sable.

Tableau V – Les types de sol à l'intérieur du transect d'étude (compilation)
[Heginbottom et coll. (1995), CALM (2001)]

Code	Description
#	Tourbe
CL	Loam argileux turbide
CY	Argile
SD	Sable
LM	Loam turbide
O	Organique
SL	Loam sableux

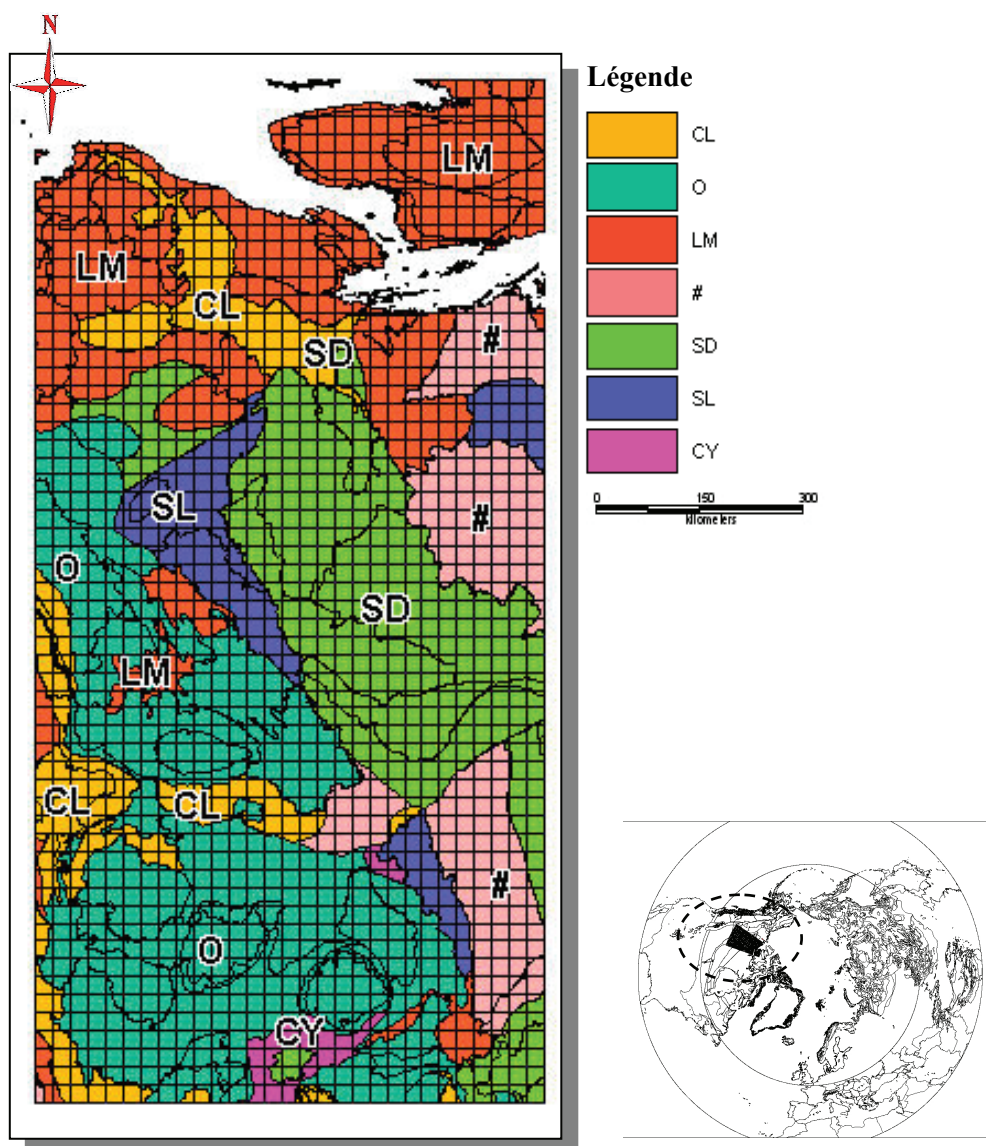


Figure 31 – Les types et la disposition des sols à l'intérieur du transect (voir Tableau V, page 96) [Source : Commission géologique du Canada (2004)]

3.2.4 Données climatiques du Model de Circulation Générale (MCCG2 et MCCG3)

Les données climatiques pour la période de 1987 à 2007 et de 2010 à 2100 sont distribuées dans un format ASCII pour les deux modèles des prévisions climatiques : MCCG2 et respectivement MCCG3. Nous avons utilisé les valeurs quotidiennes moyennes, minimales et maximales de température de l'air (°C), l'humidité du sol (la fraction de la capacité de rétention d'eau du sol) (%) et l'épaisseur de la neige (m) [CCmaC (2004) et (2009)].

Nous avons identifié 8 cellules du MCCG (360 x 360 km) qui couvrent la surface de la zone d'étude (Tableaux VI et VII, page 97) pour lesquelles nous avons fait l'extraction des données.

Tableau VI – Les 8 cellules utilisées du modèle MCCG2 et MCCG3 (les centroïdes)
[Source : CCmaC (2004)].

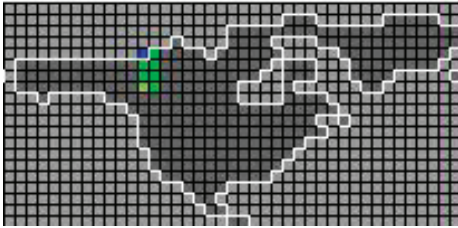
coin supérieur gauche	coin supérieur droit	
$I_1=64 \ J_2=44$	$I_2=65 \ J_2=44$	
(123.75O; 72.36N)	(120.00O; 72.36N)	
coin inférieur gauche	coin inférieur droit	
$I_1=64 \ J_1=41$	$I_2=65 \ J_1=41$	
(123.75O; 64.94N)	(120.00O; 64.94N)	

Tableau VII – L'identification de cellules du modèle MCCG [Source : CCmaC (2004)].

Identification de cellules MCCG	
$I_1=64 \ J_2=44$	$I_1=65 \ J_2=44$
$I_1=64 \ J_2=43$	$I_1=65 \ J_2=43$
$I_1=64 \ J_2=42$	$I_1=65 \ J_2=42$
$I_1=64 \ J_2=41$	$I_1=65 \ J_2=41$

3.2.5 Données climatiques d'interpolation (GRIB)

Les données climatiques d'interpolation pour l'ensemble du transect d'étude proviennent de l'Organisation Météorologique Mondiale (*World Meteorological Organization* - WMO) qui produit des données d'interpolation distribuées dans un format GRIB.

Les fichiers GRIB²³ sont des fichiers de données météo numériques informatisés. Un fichier GRIB contient une carte ayant une maille de 0.5° pour un total de 259 920 points (720x361) (Figure 32-b, page 99) avec des prévisions pour plusieurs jours ou avec des données historiques (pour ces dernières la période considérée diffère en fonction de la nature de données). Pour chaque maille le format GRIB contient 255 variables sur 28 octets. Les données ont une résolution spatiale de 45 x 45 km et elles représentent le summum actuel des données dans ce domaine. Les données sont obtenues par l'intégration et par l'interpolation d'une multitude des sources d'observations météorologiques, climatiques, *in situ*, bouées, des modélisations, etc. Les mailles du réseau couvrent toute la surface de la Terre ayant une distribution des erreurs et une précision considérées les meilleures (voir l'Annexe H).

Pour les besoins de cette étude, nous avons considéré et extrait les données GRIB qui se retrouvent à l'intérieur de la zone d'étude :

- L'épaisseur de la neige (m)
- L'humidité du sol (%)
- Température du sol (K) (10-40 cm)

Les données GRIB considérées, ayant une résolution spatiale de 45 Km², ont été intégrées au réseau de travail ayant une résolution spatiale de 25 Km². Cette intégration des données a été possible grâce au positionnement géographique connu des deux réseaux²⁴. La Figure 32-a (page 99) montre les deux réseaux en surimpression

²³ GRIdded Binary, World Meteorological Organization (WMO), (1992), Environment Canada, (2004)

²⁴ La programmation des tâches se retrouve dans les Annexes B-H.

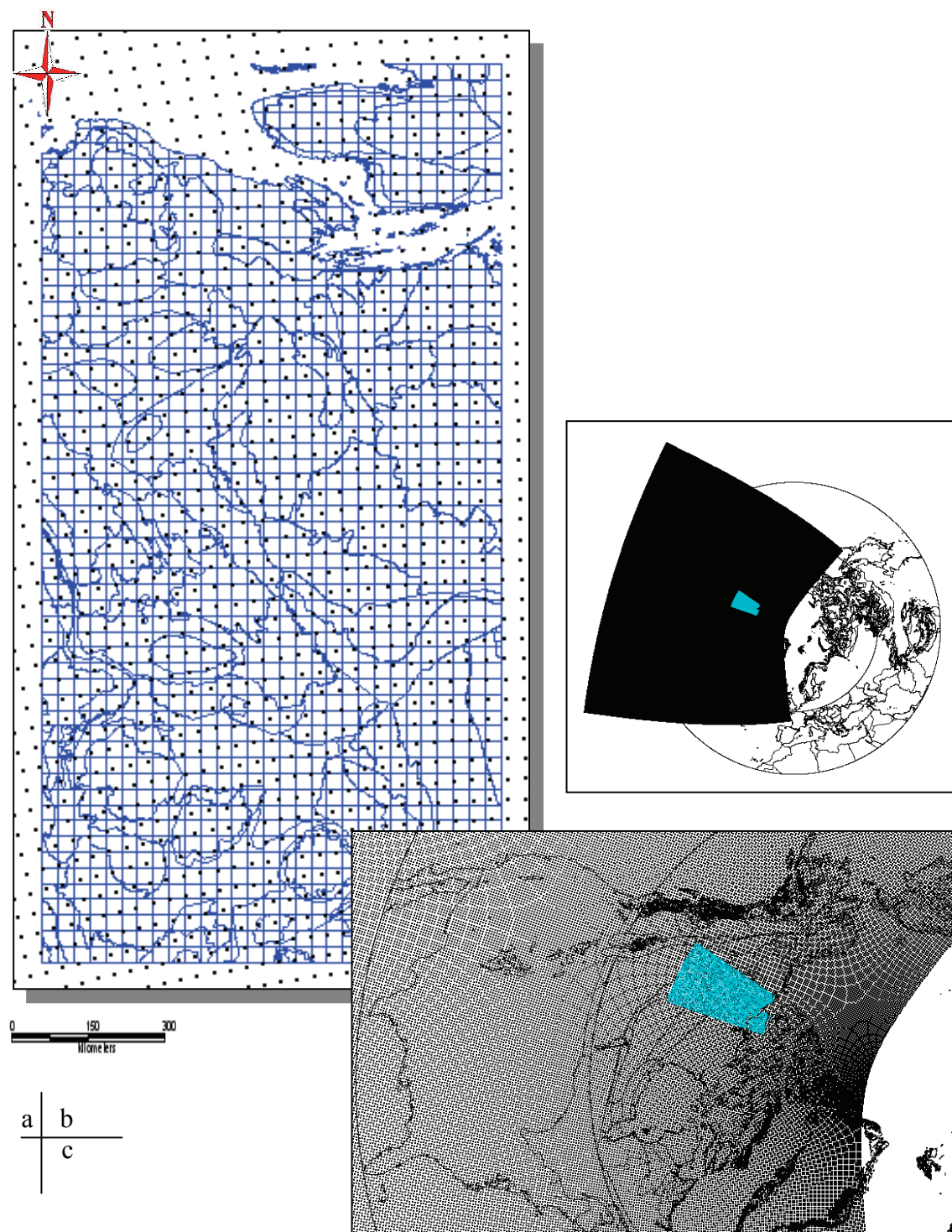


Figure 32 – Le positionnement des données de type GRIB versus les données EASE-GRID (45 km vs. 25 km): a) le transect d'étude, b) le réseau GRIB dans une projection conique Lambert pour l'Hémisphère Nord, c) détail du positionnement.

3.2.6 Données de puits de forage

Nous avons identifié les puits des forages d'hydrocarbure dans la région du Bassin Mackenzie. Plus spécifiquement, nous avons identifié un nombre de 124 puits à l'intérieur ou à proximité du transect d'étude (Tableau VIII, page 102 et Figure 33, page 101). La majorité de ces forages font partie du Réseau mondial de surveillance terrestre du pergélisol « GTN-P » (*Global Terrestrial Network for Permafrost*) dans le cadre du programme CALM (*Circumpolar Active Layer Monitoring*), le réseau circumpolaire de surveillance de la couche active qui a été mis sur pied en 1990 pour suivre les changements subis dans l'épaisseur et la température de la couche active [Burgess et coll. (2000), Ressources naturelles Canada (2004)].

Sur chaque fiche technique de forage ont été observées : les coordonnées géographiques de l'emplacement, l'altitude, la profondeur à laquelle la température a été mesurée (mètres), la température mesurée (°C), la profondeur de la base du pergélisol ou la profondeur de l'isotherme de 0°C (Figure 33, page 101 et Tableau VIII, page 102).

Cependant, Young et coll. (1986) et Taylor et coll. (2000) mettent en évidence que les valeurs de température obtenues peuvent être faussées, car le forage perturbe l'équilibre thermique sur les parois du forage. Ce déséquilibre thermique est causé par le travail mécanique, le contact direct avec l'atmosphère, l'emplacement des sondes thermiques ou la contamination par des fluides de forage utilisés. Selon l'auteur, le retour à des températures d'équilibre (les valeurs de température en profondeur non influencées par le forage) peut prendre de plusieurs mois à plusieurs années [Young et coll. (1981)].

Ces valeurs mesurées servent pour obtenir l'épaisseur de la zone pergélisolée. Cependant, selon Burgess et coll. (2000) la plupart des sites contenus dans la base de données CALM sont passifs: par exemple, il n'y a pas de vérification continue de la température du sol, les études étaient effectuées à des fins d'exploration de ressources, géotechniques et de recherche scientifique. Cette base de données s'inspire d'une base de données non publiée sur les régions pergélisolées du Canada développées initialement à la Commission géologique du Canada, au milieu des années 1980 par Young et Judge (1986) et complémente la base de données sommaire des températures du sol dans le Nord canadien [Smith et Burgess (2000)].

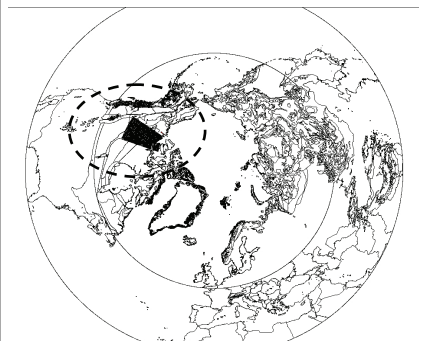
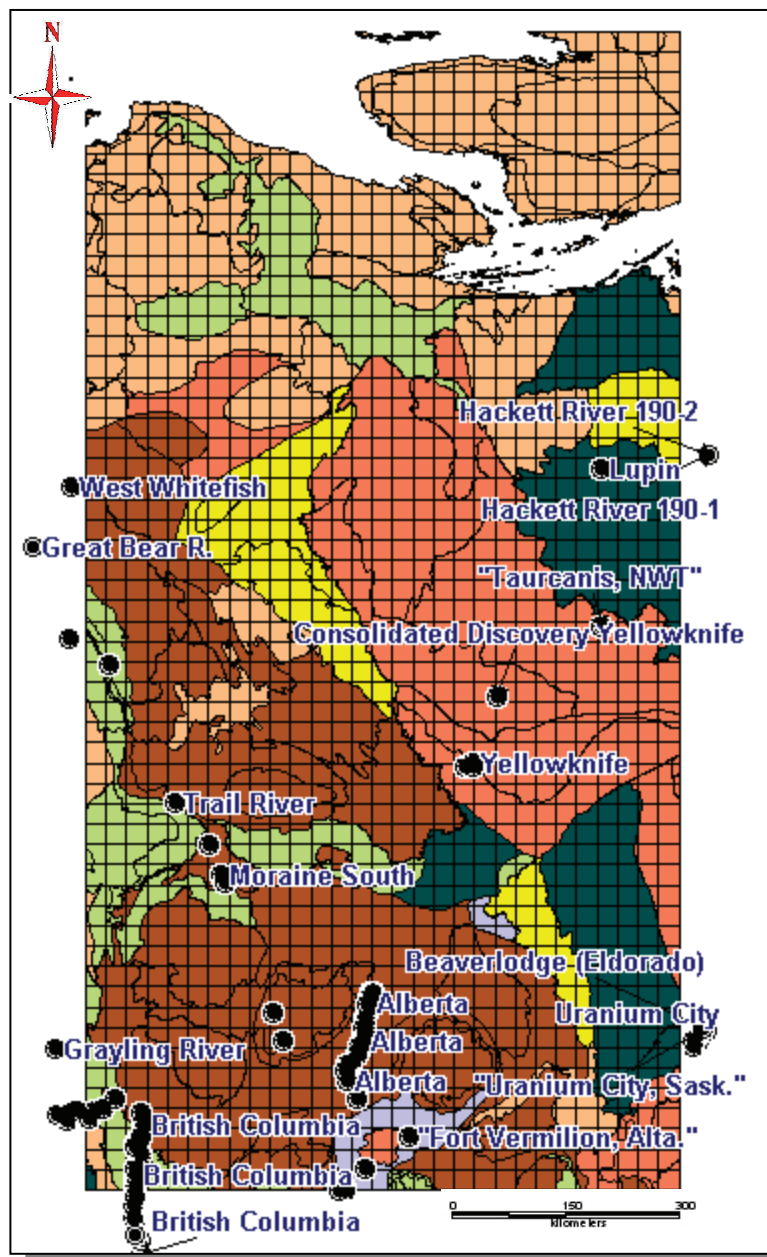


Figure 33 – L'emplacement de puits de forage d'hydrocarbure à l'intérieur de la zone d'étude [Source : Ressources naturelles Canada (2004)]

Tableau VIII – Les puits de forages d'hydrocarbure (la fiche) dans la zone d'étude (partiel, en original)
[Source : Commission géologique du Canada (2004)]

ID	EMPLACEMENT	LAT	LONG	ELEV	BASE	PROFONDEUR			AUTRES
						isoligne zéro	EPAISSEUR		
PF26	Moraine South	61,280	-120,800	251,000	0,000	4	100	-	
PF27	Jean Marie Ck.	61,190	-120,700	298,000	0,000	no permafrost was present	-		Thin unfrozen peat
PF28	Jean Marie Ck.	61,190	-120,700	300,000	0,000	3.9	75		Thick ice-rich peat plateau
PF29	Manners Ck.	61,600	-121,090	191,000	0,000	12	<100		Thin peat with thick permafrost
PF30	Manners Ck.	61,600	-121,090	190,000	0,000	4	<50		Thick peat with thin permafrost
PF31	Manners Ck.	61,600	-121,090	190,000	0,000	4	<100		Thin peat with thin permafrost
PF32	Trail River	62,080	-121,990	153,000	0,000	no permafrost was present	-		Unfrozen saturated sands/silts in dune hollow
PF33	Trail River	62,080	-121,990	165,000	0,000	no permafrost was present	-		Dry sands and silts in dune crest
PF39	Yellowknife	62,510	-114,420	207,000	0,000	no permafrost was present	-		-
PF40	"Yellowknife, NWT."	62,470	-114,450	208,000	0,000	61-91.4	-		-
PF41	"Yellowknife, NWT."	62,470	-114,450	180,000	0,000	no permafrost was present	no pf		-
PF42	"Yellowknife, NWT."	62,470	-114,450	0,000	0,000	no permafrost was present	no pf		-
PF43	"Yellowknife, NWT."	62,470	-114,450	0,000	0,000	no permafrost was present	no pf		-
.....									

ND = non disponible

3.2.7 Données satellitaires (SSM/I)

Les données SSM/I comprennent les valeurs de brillance dans le domaine passif de micro-ondes, et dans ce cas, les valeurs de brillance pour le Bassin Mackenzie. Les données sont présentées sur CD-ROM, diffusé par National Snow and Ice Data Center (É-U), dans le cadre du NOAA/NASA Pathfinder Program EASE-GRID. Chaque fichier binaire de 721x721 pixels est dans un format HDF (*Hierarchical Data Format*) et il représente l'acquisition d'un capteur pour un seul canal (voir une seule fréquence de 19, 22, 37 et 85 GHz) et dans une seule polarisation (verticale ou horizontale) pendant l'orbite ascendante et celle descendante pour chaque jour. La couverture SSM/I commence en août 1987 et elle continue jusqu'à présent. La résolution au sol est de 25/12.5 km.

L'extraction des valeurs de la température de brillance pour le Bassin Mackenzie (Figure 34, page 104) a été faite à l'aide du logiciel ENVI (*Environmental Visual Interface*) et NOESYS créés par la compagnie RSI (Research Systems Inc. - Boulder, Colorado, É-U) (voir l'Annexe G). La Figure 34-a (page 104) montre un exemple de fichier HDF pour l'Hémisphère Nord avec une extraction de la zone visée où les valeurs des températures du sol ont y été calculées à une résolution de 25 km (Figure 34-b, page 104).

À partir de données de la température de brillance, nous calculons, en appliquant l'algorithme de Grody et coll. (1994), Alves et coll. (1996) et Armstrong (2003) :

- La température au sol :

$$\text{Température [}^{\circ}\text{C]} = (\text{Valeur du pixel} / 10) - 273.16 \text{ [K]}$$

Pour plus des détails voir l'**Annexe A**.

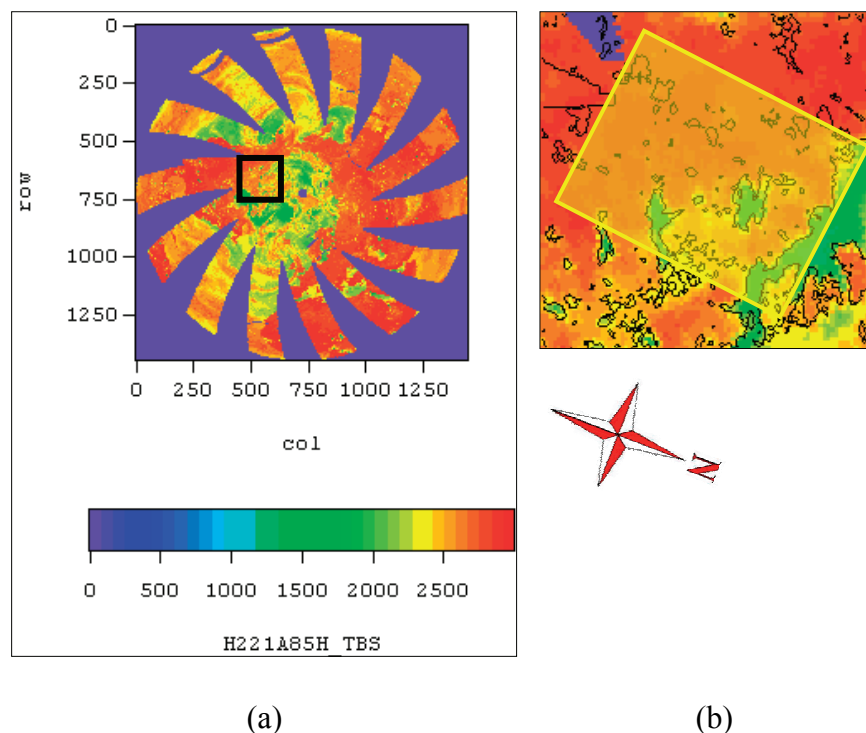


Figure 34 – Les valeurs²⁵ de pixels sur une image SSM/I : a) les observations pour l'Hémisphère Nord, le jour 221 (l'année 1999), l'orbite ascendante dans une polarisation horizontale pour la fréquence de 85 GHz, b) l'extraction des valeurs²⁶ pour la zone du Bassin Mackenzie.

²⁵ Valeurs sans unité de mesure.

²⁶ Idem.

4.1 Désagrégation de données

Le processus de désagrégation des données nécessaires pour cette étude comprend quatre étapes :

1. l'identification de cellules CMC à l'intérieur du transect d'étude et l'extraction de données climatiques du modèle MCCG2 et MCCG3.
2. l'identification de cellules COS à l'intérieur du transect d'étude et l'extraction de données climatiques provenant des observations satellitaires et des fichiers GRIB.
3. l'identification de fonctions sigmoïdales de désagrégation.
4. la validation du modèle de désagrégation (Modèle Stochastique Déterminé).

Les deux échelles utilisées sont imposées par les résolutions spatiales de données employées, à savoir celle de 360 km provenant du MCCG2-3 (Modèle Couplé Climatique Global de deuxième et de troisième génération) et celle de 25 km provenant des observations satellitaires SSM/I.

Nous considérons trois périodes temporelles :

- 1) la période de 1987 à 2007 pour déterminer les fonctions de désagrégation
- 2) la période de 1987 à 2007 pour la validation de ces fonctions
- 3) la période de 2010 à 2100 pour l'exercice de désagrégation de données

Étape 1 – Les paramètres d'entrée

Nous avons identifié à l'intérieur du transect d'étude 8 cellules CMC du Modèle Couplé Climatique Global qui nous fournissent les valeurs moyennes journalières de température (°C) (ainsi que celles maximales et minimales), d'humidité du sol (en fraction de la capacité de rétention d'eau) (%) et de l'épaisseur de la neige (m) pour la période de

1987 à 2007 (Tableau V et VI, pages 95 et 96). Ces données, à une résolution spatiale de 360 x 360 km, représentent les valeurs d'entrée pour la création du modèle stochastique déterminé (MSD) que nous utilisons ensuite pour la désagrégation. Chaque cellule CMC est identifiée par ses coordonnées géographiques (la latitude et la longitude du centroïde).

Étape 2 – Les paramètres cibles (de sortie)

Dans cette étape nous avons identifié 1568 cellules COS à l'intérieur du transect d'étude, soit une maille de 56 x 28 cellules ayant une résolution spatiale de 25 x 25 km. La période observée pour les données SSM/I est de 1987 à 2007. Chaque cellule COS est identifiée par ses coordonnées géographiques (la latitude et la longitude du centre).

Par la suite, nous avons calculé pour chaque cellule COS, à partir des observations satellitaires, les valeurs de température (°C). Ces données représentent les valeurs cibles (de sortie) du modèle stochastique déterminé (MSD).

Complémentairement, nous avons ajouté les données GRIB à une résolution de 25Km.

Étape 3 – Le modèle stochastique déterminé

Les calculs et la modélisation de la fonction sigmoïdale de désagrégation sont faits par rapport à chaque cellule CMC, soit 8 cellules pour l'ensemble de la zone d'étude. À l'intérieur de chaque cellule CMC (360 x 360 km) nous avons identifié 196 cellules COS (25 x 25 km) (Figure 35, page 107).

Pour chaque cellule COS nous déterminons une fonction sigmoïdale qui fait la liaison entre les paramètres (les données climatiques) à l'intérieur d'une cellule CMC et les paramètres (les observations satellitaires et GRIB) à l'intérieur d'une cellule COS.

Nous employons le logiciel « NeuroSolution » conçu par la compagnie « NeuroDimnsion » pour modéliser chaque fonction sigmoïdale qui établit la relation entre les valeurs d'entrée (les valeurs du modèle MCG2) et celles de sortie cible (les valeurs d'observations satellitaires). Le Tableau IX (page 110) montre, de façon récapitulative, les valeurs utilisées pour ces modélisations.

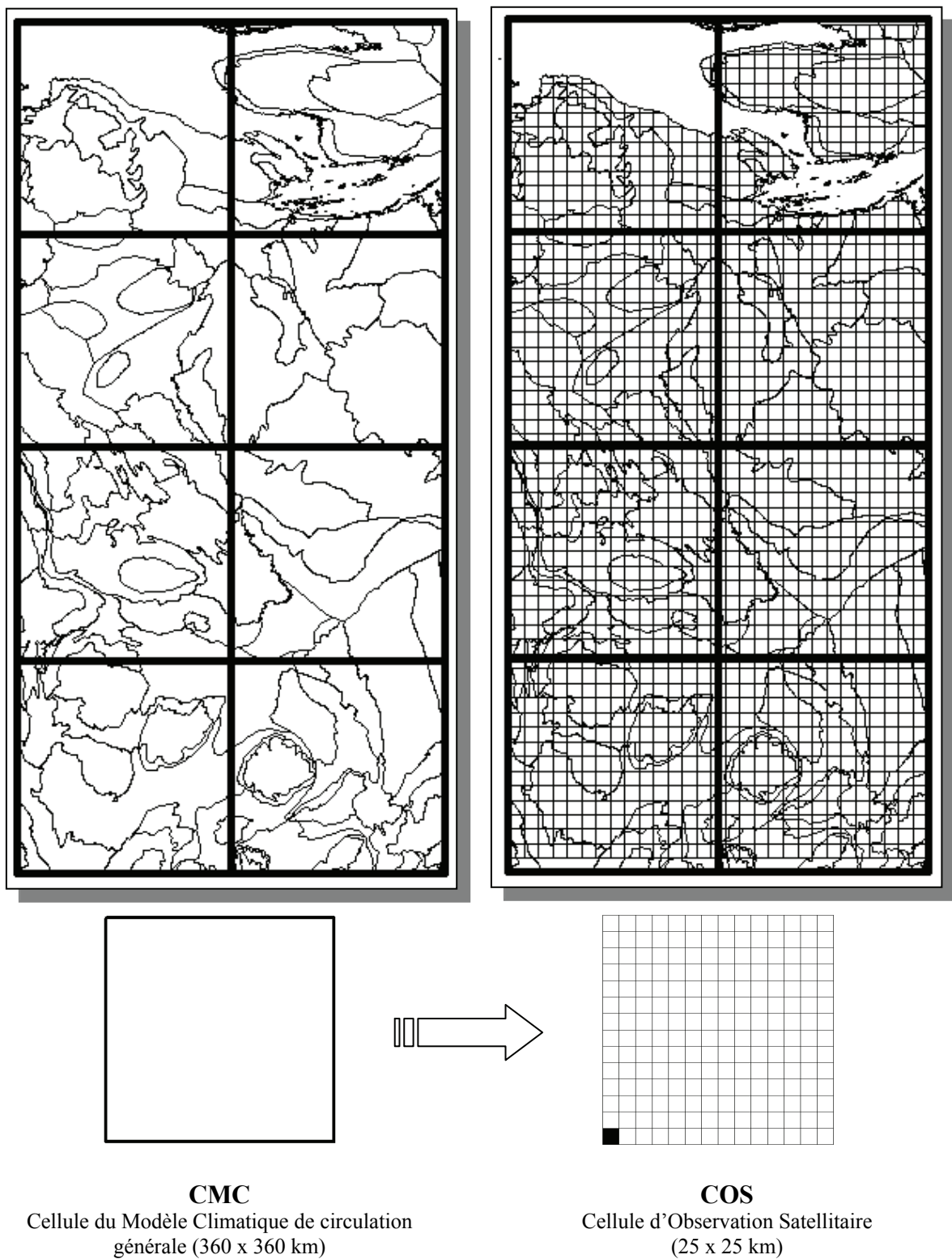


Figure 35 – La visualisation du concept et de la relation "cellule CMC" et "cellule COS" par rapport à la zone d'étude.

4.1.1 Réseau neuronal de type Jordan

Pour les besoins de cette étude, nous avons considéré un réseau neuronal de type Jordan avec une propagation simple "en arrière" des données (les données des sorties sont réinjectées dans la première couche cachée de traitement via l'Unité de contexte).

La particularité du réseau neuronal de type Jordan c'est cette « Unité de contexte », c'est-à-dire l'unité qui prend en charge l'activité passée du réseau (Figure 36, page 108). Cette "Unité de contexte" donne la possibilité d'extraire les informations temporelles provenant des données. Pour arriver à faire cette extraction, les données de sortie sont recopiées dans l'Unité de contexte qui les introduit dans la première couche cachée de traitement.

Cette opération de réintroduction des données est nécessaire pour déterminer le patron (le scénario) par rapport au temps, particulièrement quand les données du passé influencent celles du présent. L'"Unité de contexte" utilise les données réintroduites comme des données primaires (similaires à une source externe) dans une propagation "en arrière" pour l'entraînement et la modélisation des fonctions nodales.

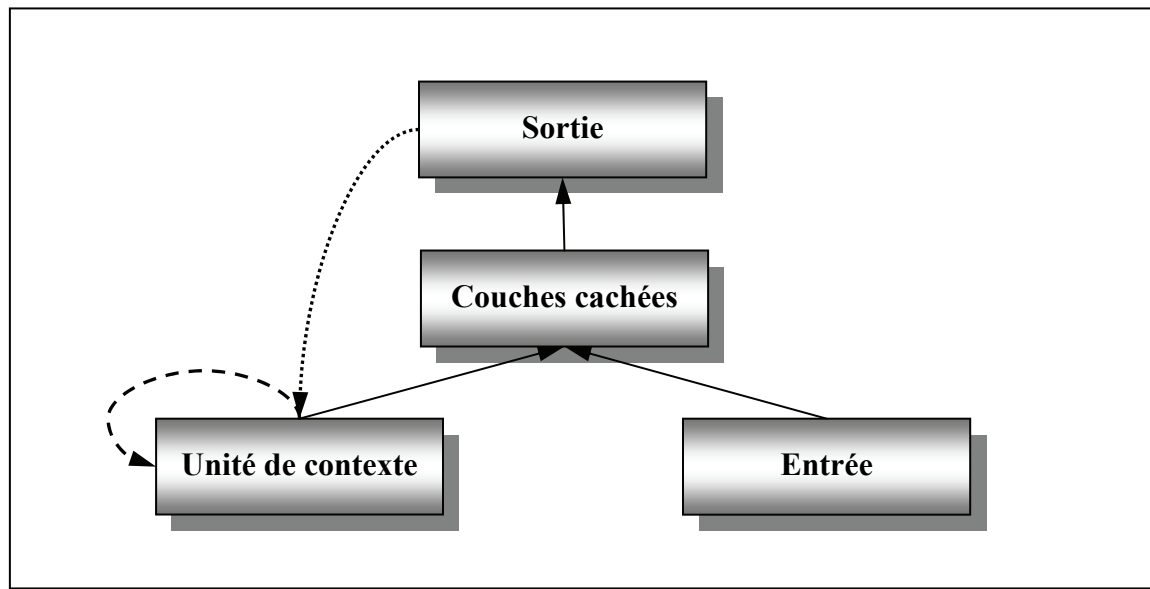


Figure 36 – Le réseau neuronal de type Jordan.

L'avantage du réseau de type Jordan réside dans le fait qu'il peut résoudre plus facilement les problèmes impliquant une composante temporelle. Cependant, l'utilisation

d'un réseau de type Jordan doit être restreinte à une échelle temporelle relativement petite parce que la sensibilité temporelle du réseau diminue de façon exponentielle par rapport à la période passée considérée [Faraway (2000), Busuioc et coll. (2001)].

La Figure 37 (page 109) montre une représentation graphique du réseau neuronal de type Jordan utilisé, avec les trois couches cachées de traitement.

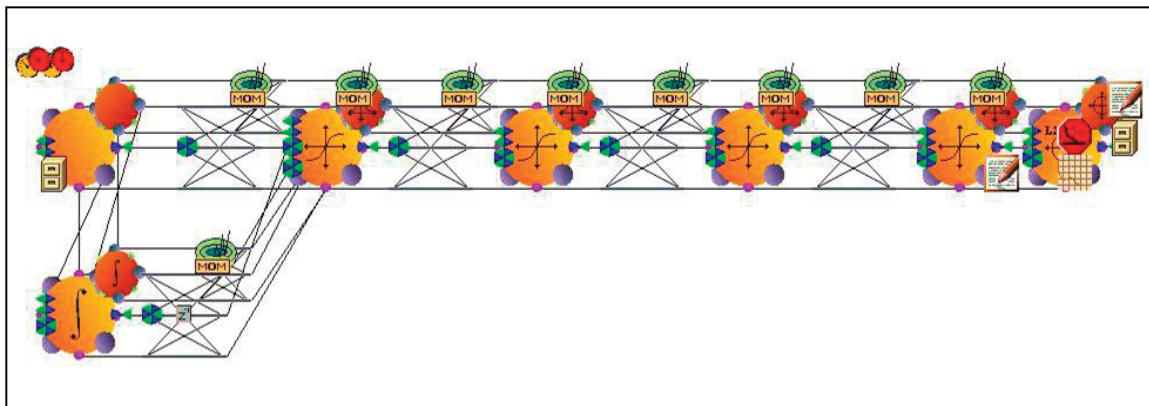
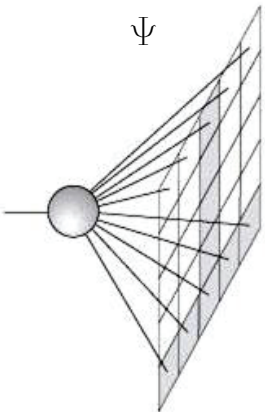


Figure 37 – Le réseau neuronal Jordan utilisé avec trois couches cachées de traitement [NeuroSolution (2010)]

Finalement, nous obtenons 8 zones (pour les 8 cellules CMC), chacune de ces zones ayant 196 fonctions sigmoïdales de désagrégation à l'intérieur, pour un total de 1568 fonctions pour l'ensemble du transect d'étude.

À la fin de cette étape, nous avons 1568 fonctions sigmoïdales (Ψ) qui représentent le modèle global de désagrégation entre les valeurs climatiques à une résolution de 360 x 360 km et celles à une résolution de 25 x 25 km. L'ensemble de fonctions sigmoïdales (Ψ) ainsi déterminé forme les 8 Modèles Déterminés de fonctions stochastiques (MSD) (voir Figure 35, page 107, Tableau IX, page 110, § 2.8 et Bierkens et coll., 2000). Ces modèles tiennent compte explicitement de variations de données d'entrée (CMC) et celles de sortie-cible (COS) sur l'ensemble du transect d'étude (1440 x 720 km) et implicitement de facteurs qui produisent ces variations (la topographie locale, la position géographique, autre) [Bierkens et coll. (2000), Faraway (2000), Busuioc et coll. (2001)]

Tableau IX – Tableau récapitulatif des valeurs d’entrée (source) et de sortie (cible) utilisées pour déterminer les fonctions sigmoïdales de désagrégation.

Valeurs d’entrée (MCCG2)	Ψ	Valeurs cible (SSM/I + GRIB)
Résolution 360 x 360 km Période 1987 - 2007		Résolution 25 x 25 km Périodes 1987 – 2007
Température (°C) Température maximale (°C) Température minimale (°C) Humidité (%) L'épaisseur de neige (mm)		Température (°C) Température maximale (°C) Température minimale (°C) Humidité (%) L'épaisseur de neige (mm)

Étape 3 – Validation de fonctions de désagrégation

La validation du modèle global a été faite en suivant la méthodologie présentée par Bierkens et coll. (2000) et Faraway (2000) : nous avons déterminé le facteur d'auto corrélation pour chaque Modèle Stochastique Déterminé, c'est-à-dire le facteur de corrélation à l'intérieur de chaque fonction sigmoïdale, entre la valeur source (d'entrée) et celle cible (de sortie).

Selon nous, l'avantage principal dans l'application de la méthode de désagrégation utilisant des fonctions sigmoïdales réside dans l'indépendance de résultats. Les 196 fonctions afférentes à une cellule CMC produisent 196 jeux des valeurs de désagrégation non corrélées par rapport aux plus proches voisins. Autrement dit, les 196 fonctions de désagrégation sont spécifiquement conçues pour la zone envisagée, mais les résultats n'ont pas une interdépendance entre eux. Nous pensons que l'utilisation d'une interpolation par le plus proche voisin (la méthode de désagrégation) employée par Smith et Riseborough (1996 et 2002a) pour déterminer la température de l'air et l'épaisseur de la neige, engendre une propagation de corrélations entre les résultats [Faraway (2002)]. À notre avis, le phénomène d'évolution du pergélisol est de préférence corrélé aux facteurs

locaux, par exemple la topographie, l'accumulation de neige, le type du sol et la végétation locale, et il est sans corrélation entre les points d'une maille de désagrégation des valeurs climatiques.

4.1.2 Désagrégation de données climatiques pour la période de 2010 à 2100

Dans cette étape, nous utilisons les valeurs des prévisions journalières de température, d'humidité et d'épaisseur de la neige fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de troisième génération (MCCG3) pour la période de 2010 à 2100. Ces valeurs seront assignées à chaque cellule CMC (360 Km²) identifiée préalablement dans la zone d'étude (Tableau VI, page 97). Par la suite, nous utilisons les 1568 fonctions sigmoïdales de désagrégation afférentes au transect d'étude.

En appliquant nos 8 Modèles Stochastiques Déterminés (MSD) de désagrégation à l'ensemble du transect, nous obtenons les valeurs de température, d'humidité et de l'épaisseur de la couverture nivale pour chaque cellule COS pour la période de 2010 à 2100 à une résolution spatiale de 25 x 25 km et à un pas temporel journalier.

Les valeurs de désagrégation seront utilisées ensuite pour déterminer l'évolution de la température à la surface du pergélisol pour cette période, tout au long du transect d'étude, à l'aide du modèle TTOP-A pour les trois scénarios de développement climatique considérés : SRES A1B, SRES A2 et SRES B1.

Ensuite, nous déterminons l'évolution possible de la couche pergélisolée dans les trois hypothèses d'évolution climatique.

4.2 Modèle TTOP-A

Le modèle TTOP-A²⁷ (pour Temperature on the Top Of Permafrost - Amélioré) que nous proposons est basé sur l'équation du modèle TTOP créée par Smith et Riseborough, en 1996.

$$TTOP = \frac{(r_k \cdot n_t \cdot I_t) - (n_f \cdot I_f)}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (4.1)$$

L'équation (4.1) du modèle TTOP fait la liaison entre la température de l'air et la température du pergélisol en modélisant le transfert de chaleur par la couche active en fonction des propriétés thermiques de celle-ci.

Nous présentons dans les sous-chapitres suivants notre approche méthodologique.

4.2.1 Calcul du rapport de conductivité thermique (rk*)

Le rapport de conductivité thermique « rk » est défini par [Smith et Riseborough (2002a)] :

$$r_k = \frac{k_t}{k_f} \quad (4.2)$$

où :

kt = la conductivité thermique du sol (pendant dégel) (W m⁻¹ K⁻¹);

kf = la conductivité thermique du sol (pendant gel) (W m⁻¹ K⁻¹);

rk = le rapport de conductivité thermique (kt/kf).

²⁷ **NOTE :** le lecteur doit s'aviser que cette terminologie a été employée à des fins d'homogénéité par rapport aux études précédentes. Cependant, cette terminologie doit être considérée comme générique dans le contexte de cette étude : le terme "la Température au Sommet du Pergélisol" ne reflète pas l'évolution spatiale du pergélisol (l'amincissement de la couche pergélisolée) ou l'évolution temporelle de cette couche (son dégel total). Plus précisément, ce terme représente et il visualisera les valeurs de température qui arrivent au sommet du pergélisol en considérant toujours son épaisseur et sa distribution spatiale actuelle.

Ce rapport est en fonction du type du sol (minéral ou organique), de la texture du sol (fine ou grossière), de la densité de la masse du sol, du contenu en quartz, du volume d'eau contenu et de la densité des particules dans le sol.

Notre approche de calcul du rapport de conductivité thermique « rk » est basée sur les travaux faits par Nidal et coll. (2000) et Vesperini (2004) sur le transfert de chaleur dans le sol. Pour nos fins de recherche, nous déterminons un nouveau rapport de conductivité thermique (rk*) qui est spécifique pour chaque cellule COS à l'intérieur du transect d'étude. Ce rapport (rk*) tient compte du type du sol, de la quantité d'eau contenue et du moment temporel considéré.

Pour chaque cellule COS, les étapes de calcul du rapport de conductivité thermique « rk* » sont :

- **La proportionnalité de types du sol**

Nous identifions à l'intérieur de chaque cellule COS les types du sol (Figure 30, page 94) et nous considérons la proportion de la superficie de chacun par rapport à l'ensemble de la superficie d'une cellule. Cette proportion sera calculée comme un rapport entre la superficie occupée par le type du sol et la superficie totale de la cellule :

$$p_i = \frac{S_{ts}}{S_c} \quad (4.3)$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{S_{ts(i)}}{S_c} = 1 \quad (4.4)$$

où « p_i » est le rapport de proportionnalité du type du sol « i » (%), « S_{ts} » est la superficie du type du sol « i » à l'intérieur de la cellule COS (Km²) et « S_c » est la superficie de la cellule COS (25x25 Km²), i = 1, 2..., n (le type du sol).

La relation (4.4) représente l'équation de contrôle à l'intérieur de chaque cellule COS : la somme des toutes les rapports de proportionnalités à l'intérieur de la surface considérée est égale à l'unité. Pour nos besoins, nous allons considérer le type du sol ayant la plus grande proportionnalité à l'intérieur d'une cellule COS.

- **Le pourcentage de la quantité d'eau à l'intérieur d'une cellule**

Le pourcentage de la quantité d'eau contenue dans le sol est calculé à partir des données du Modèle Climatique de Circulation Générale (MCCG) et des données GRIB à l'aide du Modèle Stochastique Déterminé (MSD) de désagrégation des données. Après cette étape, nous avons le pourcentage d'eau contenu à l'intérieur de chaque cellule COS pour la période de 1987 à 2007 et, par la suite, pour la période de 2010 à 2100.

- **La conductivité thermique réelle d'une cellule (k_t^*)**

Nous calculons la conductivité thermique de chaque type du sol qui se retrouve à l'intérieur d'une cellule COS en fonction des valeurs de la quantité d'eau résultante de la désagrégation des données. Les valeurs de conductivité thermique spécifique de chaque type du sol sont tirées des études faites par Nidal et coll. (2000) et Vesperini (2004) (Tableaux I et III, pages 18 et 87) et elles représentent l'effet de la quantité d'eau contenue dans le sol sur le transfert de chaleur.

La valeur réelle de conductivité thermique totale « k_{tc}^* » pour l'ensemble d'une cellule COS représente la conductivité thermique spécifique pour le type du sol prédominant.

$$k_{tc}^* = f(k_i, h_{ii}) \quad (4.5)$$

où : « k_i » représente la conductivité thermique ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$) pour le type du sol « i » ayant une quantité d'eau « h_i »(%), $i = 1, 2, \dots, n$.

La valeur totale du rapport de conductivité thermique (r_{kc}^*) pour une cellule COS est :

$$r_{kc}^* = \frac{k_{tc}^*}{k_{fc}^*} \quad (4.6)$$

où « k_{tc}^* » est la conductivité thermique du sol ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$) (pendant dégel) pour l'ensemble d'une cellule et « k_{fc}^* » est la conductivité thermique du sol ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)

(pendant gel) pour l'ensemble de la même cellule. Le signe (*) dénote la nouvelle valeur de la composante calculée dans le contexte de cette étude.

Dans l'équation (4.6), nous considérons *a priori*, selon l'étude du Smith et Riseborough (2002a) et § 2.10, la quantité de quartz dans le sol à 40 % du volume total de la couche active. Selon Riseborough (2001) et Smith et Riseborough (2002a), l'effet du quartz est négligeable dans le transfert de chaleur.

En final, pour la période de 1987 à 2007, nous avons pour chaque cellule COS (25 x 25 km) :

- les valeurs de température de l'air (l'équation 4.7).
- le type du sol (§ 3.3.3).
- les valeurs de la conductivité thermique d'une cellule COS (l'équation 4.6).

Contrairement à l'approche employée par Smith et Riseborough (2002a), qui utilise un volume de 50 % d'eau pour toute la zone d'étude, l'approche utilisée dans cette étude pour calculer le rapport de conductivité thermique « r_{kc}^* » présente plusieurs avantages :

- La valeur du volume d'eau contenue dans le sol est déterminée pour chaque cellule COS à une résolution spatiale de 25 x 25 km et à une échelle temporelle journalière pour la période de 1987 à 2007 et conséquemment, de 2010 à 2100.
- Le rapport de conductivité thermique de chaque cellule COS est calculé en fonction du type et de la conductivité thermique de sol retrouvés à l'intérieur de celle-ci, proportionnellement à la quantité d'eau contenue et aussi du moment saisonnier (le moment de gel et de dégel) (voir Tableau X, page 116)
- Le rapport de conductivité thermique de chaque cellule COS qui reflète l'influence de chaque type du sol.

Tableau X – Les valeurs de conductivité thermique pour différents types de sol retrouvés dans la zone d'étude pour les périodes de gel et de dégel - compilation

[Source : Jackson et coll. (1986), Smith et Riseborough (1996), Nidal et coll. (2000), Becker et coll. (2006)]

<i>Type du sol</i>	<i>Conductivité thermique ($W m^{-1} K^{-1}$)</i>	<i>Humidité</i>				
		0 %	10 %	20 %	30 %	(+) 40 %
Tourbe	gel	0.10	0.19	0.23	0.50	0.73
	dégel	0.13	0.20	0.36	0.74	0.91
Argile	gel	0.29	0.30	0.45	0.50	0.76
	dégel	0.30	0.46	0.88	1.04	1.66
Loam	gel	0.30	1.00	1.23	1.43	1.56
	dégel	0.55	1.13	1.88	2.02	2.19
Sable	gel	0.15	2.02	2.36	2.51	3.00
	dégel	0.78	3.12	3.06	2.96	2.65
Organique	gel	0.15	0.25	1.00	1.50	2.00
	dégel	0.16	0.26	1.02	1.58	2.04

4.2.2 Calcul de facteurs d'échelle « nf* » et « nt* »

Dans le but d'éliminer les valeurs d'interpolation utilisées par Smith et Riseborough (1996), nous utilisons les observations satellitaires pour calculer les paramètres du modèle TTOP-A à une résolution spatiale de 25 x 25 km.

Le calcul du paramètre « nf » (l'effet de la neige) et « nt » (l'effet de la végétation) présente plusieurs étapes :

Calcul de valeurs de température

Les valeurs de température de l'air pour une cellule COS sont calculées à partir des valeurs SSM/I sur une échelle temporelle journalière à l'aide de l'équation [Grody et coll. (1994), Armstrong (2003)]:

$$\text{Température [}^{\circ}\text{C]} = (\text{Valeur du pixel} / 10) - 273.16 \text{ (K)} \quad (4.7)$$

Calcul de « It* » et « If* »

L'indice de dégel (It* - *thawing index*) et l'indice de gel (If* - *freezing index*) sont exprimés en degrés-jours par rapport à la température de référence de 0°C et ils sont déterminés basé sur l'intégration des valeurs de température mesurées (les données satellitaires) et celles de désagrégation obtenues pour la période de 1987 à 2007 et respectivement de 2010 à 2100.

$$I = \sum_i 0.5(T_{1,i} + T_{2,i}) \quad (^{\circ}\text{C}) \quad (4.8)$$

où: T_1 est la valeur maximale de température (°C)/jour; T_2 est la valeur minime de température (°C)/jour, I = indice de gel ou de dégel (degrés-jours)(°C).

Calcul du paramètre « nf* » et « nt* »

Les valeurs pour l'indice d'isolation nivale «nf*» sont proportionnelles à l'épaisseur de la neige et à l'indice de gel « If* ». Nous utilisons les résultats obtenus par Smith et Riseborough (1996 et 2002a) (Figure 12, page 60) pour déterminer les valeurs d'indice d'isolation nivale « nf* » par rapport aux données d'épaisseur de la neige obtenues par la désagrégation des données MCCG2. Les valeurs pour l'indice d'isolation ont été observées et décrites empiriquement par Smith (1983), Riseborough (2001) et Smith et Riseborough (2002a).

Tableau XI – Les valeurs de l'indice d'isolation nivale «nf*» par rapport aux celles d'épaisseur de la neige (m) et de la température (°C) (valeurs compilées).

<i>Épaisseur (m)</i>	Température (°C)								
	-12	-10	-8	-6	-4	-2	0	2	5+
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.2	0.78	0.71	0.61	0.52	0.41	0.36	0.31	0.29	0.21
0.4	0.59	0.52	0.40	0.30	0.25	0.21	0.18	0.16	0.10
0.6	0.49	0.40	0.29	0.20	0.18	0.17	0.11	0.09	0.06
0.8	0.42	0.32	0.21	0.12	0.13	0.10	0.08	0.06	0.05
1.0	0.36	0.28	0.16	0.10	0.11	0.08	0.06	0.05	0.05
1.2+	0.31	0.26	0.11	0.08	0.08	0.07	0.05	0.05	0.04

Dans leur étude, Smith et Riseborough (1996, 2002a) et Riseborough (2001) utilisent une valeur d'une unité (1) pour l'indice d'isolation végétale. Pour cette raison, nous utilisons aussi la valeur de 1 pour ce paramètre.

Finalement, dans l'équation du modèle TTOP-A, nous obtenons :

L'effet d'isolation de la couverture végétale

$$\frac{I_t^*(1-n_t)}{P} = 1 \quad (4.9)$$

L'effet d'isolation de couverture nivale comme fonction f(z, If)

$$\frac{I_f^*(1-n_f^*)}{P} = f(z, I_f^*) \quad (4.10)$$

où « z » est l'épaisseur de la neige (m), « nf* » est l'effet d'isolation de la couverture nivale, « P » est la période d'une année (jours) et « If* » est l'indice de gel (degrés-jours) (°C). Le signe (*) dénote la nouvelle valeur calculée en corroborant de données SSM/I, du MCCG et du modèle de désagregation, à une résolution spatiale de 25 x 25 km.

4.2.3 Équation du modèle TTOP-A

En considérant le cheminement méthodologique ci-dessus mentionné, nous pouvons énoncer l'équation du modèle TTOP-A en remplaçant les paramètres « rk », « nt », « It » et « If » dans l'équation du modèle TTOP (2.40) par nos paramètres antérieurement définis (« rk* », « nt* », « It* » et respectivement « If* »).

Cette équation (TTOP-A) représente la température qui arrive à la partie supérieure du pergélisol d'une cellule « c » de 25 x 25 km et elle s'énonce :

$$(TTOP - A)_c = \frac{(r_k^* \cdot n_t^* \cdot I_t^*)_c - (n_f^* \cdot I_f^*)_c}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (4.11)$$

où :

- « r_k^* » est le rapport de conductivité thermique du sol pour l'ensemble d'une cellule (25 x 25 km) ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). Cette valeur est en fonction du type du sol et de la quantité d'eau contenue et elle diffère par rapport à la position géographique (la latitude) et au moment temporel considéré (la saison).

- « I_f^* » et « I_t^* » sont l'indice de gel et l'indice de dégel calculés à partir des observations satellitaires (degrés-jours) ($^\circ\text{C}$).

- « P » est la période d'une année (jours).

- « c » représente une cellule de 25 x 25 km à l'intérieur du transect d'étude.

L'équation (4.11) représente la somme des valeurs de température qui arrivent à la partie supérieure du pergélisol (TTOP). Cette équation sera utilisée pour les 1568 cellules existantes à l'intérieur du transect d'étude pour toute la période de 2010 à 2100 avec un pas journalier.

4.2.4 Applications du modèle TTOP-A

Selon notre but de recherche, l'équation du modèle TTOP-A (4.11) sera employée pour déterminer :

1. La carte actuelle de valeurs de température à la partie supérieure du pergélisol

Dans cette étape nous utilisons les valeurs journalières de température de l'air (°C), d'humidité (%), le type et la distribution du sol et de la couverture nivale pour l'année 2010 à une résolution spatiale de 25 x 25 km. Nous prenons en compte l'équation (3.6) pour le calcul de la nouvelle valeur de conductivité thermique « rk^* » de chaque cellule, telle que décrite dans (§ 4.2.1) pour tracer la carte actuelle de valeurs de température de la couche pergélisolée.

2. La carte des valeurs de température à la partie supérieure du pergélisol pour 2010 - 2100

En utilisant l'équation (4.11) du modèle TTOP-A nous calculons, avec un pas journalier, la valeur TTOP-A (°C) à l'intérieur du transect d'étude. Cette valeur représente la température à la partie supérieure du pergélisol en fonction de la position géographique de chaque cellule COS. Les calculs de cette étape utilisent les valeurs de désagréations de données climatiques MCCG3 obtenues pour la période de 2010 à 2100.

À ce stade, nous considérons les valeurs de désagréation suivantes :

- la température de l'air;
- l'humidité du sol;
- l'épaisseur de la neige;

Ainsi que les valeurs :

- la conductivité thermique du sol;
- le type de sol (la distribution de sols reste la même).

De cette manière, nous calculons pour chaque cellule COS (25 x 25 km) les valeurs de température TTOP-A (°C) pour la période 2010-2100.

3. L'évolution du pergélisol jusqu'en 2100

Finalement, nous traçons la carte de l'épaisseur du pergélisol en 2100 en tenant compte de l'équation (4.11) TTOP-A pour les trois scénarios climatiques considérés : MCCG3 SRES A1B, MCCG3 SRES A2 et MCCG3 SRES B1. L'évolution du pergélisol sera proportionnelle à la valeur TTOP-A (4.11) et en fonction de la position géographique de chaque cellule COS. Le calcul du dégel du pergélisol sera basé sur les travaux d'Oberman (2008), Osterkamp (2008) et Romanovsky et coll. (2009).

Pour les derniers 30 ans pour le pergélisol discontinu russe dans la zone de Vorkuta (Russie), Oberman (2008) trouve une valeur pour le dégel du pergélisol de 8.6 m. Cependant, le même auteur donne une valeur de 0.6 à 6.7 m comme valeur moyenne pour le dégel du pergélisol pour une période de 30 ans en fonction de la position géographique, de la quantité de glace contenue, des caractéristiques des sédiments, de l'hydrologie ou d'autres facteurs. Parallèlement, Osterkamp (2008) et Romanovsky (2009) étudient l'évolution du pergélisol dans la zone d'Alaska et les chercheurs trouvent que le pergélisol a fondu en moyenne de 2 m durant les 20 dernières années.

Ces constatations nous laissent croire que la valeur moyenne pour le dégel du pergélisol pour une période de 10 ans se situe autour de 1 m.

5 CHEMINEMENT DE CALCUL

Ce chapitre présente le cheminement de calcul, les données et les résultats obtenus et il est structuré en 3 volets :

- a) L'extraction des données, leur préparation et leur visualisation
- b) Les calculs intermédiaires et leurs visualisations
- c) Les calculs finaux, les résultats et leurs visualisations

Nous avons inclus aussi les commentaires et les notes explicatives sur les données, sur les étapes et les résultats intermédiaires (voir aussi l'Annexe K).

NOTE:

- En raison des contraintes d'espace, nous présentons à titre d'exemple les résultats intermédiaires pour un seul réseau neuronal situé à l'intérieur de chaque Modèle Stochastique Déterminé (la cellule COS #100 de chaque CMC – Figure 35, page 107). Par contre, les résultats finaux seront présentés intégralement pour les trois scénarios climatiques considérés.
- Les résultats finaux se retrouvent aussi sur le support multimédia (CD / DVD) dans l'Annexe K.
- Les données : 3 scénarios (SRES A1B, SRES A2, SRES B1) pour les 8 Modèles Stochastiques Déterminés (MSD) chacun ayant 196 réseaux neuronaux pour un total de 33 945 jours (2010-2100) - soit (3 x 8 x 196 x 33 945) données.
- Les données initiales-sources, ainsi que les données et les résultats intermédiaires peuvent être obtenues sur demande.

La Figure 38 (page 123) montre, de façon simplifiée, le cheminement de calcul et ses composantes.

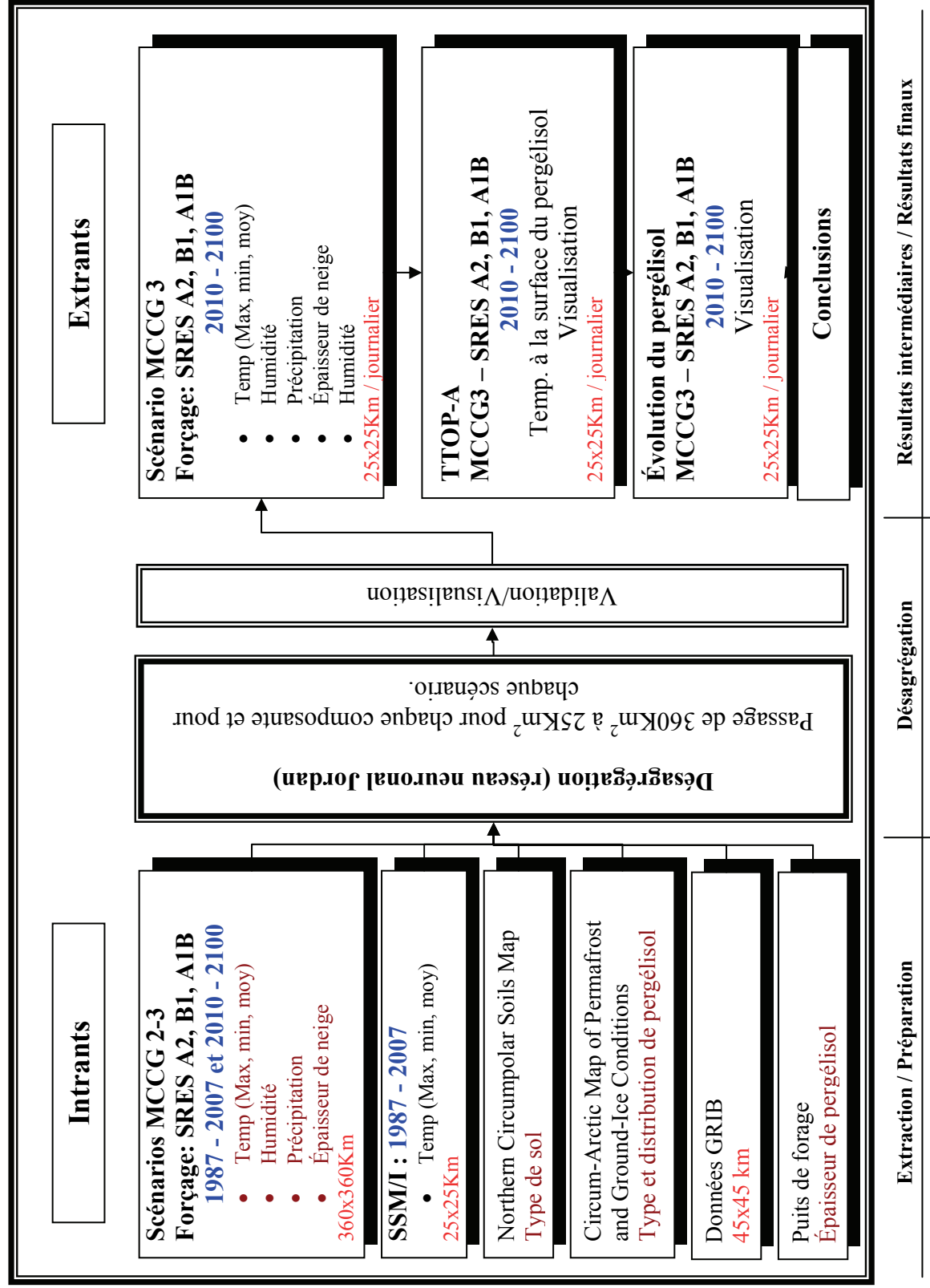


Figure 38 – Le cheminement de calcul (le schéma simplifié).

5.1 Extraction des données et leur préparation.

Les données utilisées dans cette étude proviennent de plusieurs sources (par exemple, la base des données de types de sol, les prédictions climatiques, autres). Chaque base des données est gérée par de différents organismes et les données sont structurées et diffusées dans des formats différents (par exemple, HDF (*Hierarchical Data Format*) pour les données satellitaires, ASCII pour les données climatiques, binaires pour les données d'interpolation, autres).

Nous avons procédé à une transformation des formats dans un format unique MS Excel 2005-VBA (*Visual Basic for Applications*) et, le cas échéant, à un nettoyage des données (par exemple, nous avons éliminé l'information redondante, incomplète ou non significative des cartes et des données de prévision climatique).

5.1.1 Données SSM/I

Les données satellitaires SSM/I sont diffusées dans un format HDF sur une grille "Northern Hemisphere low resolution (25 km) EASE-Grid" par "National Snow and Ice Data Center (NSIDC)". Cette grille comporte 721 x 721 cellules qui couvrent l'ensemble de la surface de la Terre [Chang et coll. (1987), Amstrong et coll. (2002)]. L'extraction des valeurs de température de brillance (T_B) a été faite à l'aide des macro-commandes en langage IDL (Annexe G) tenant compte de la position géographique sur la grille utilisée par le Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2-3) (Figure 34, page 104, Figure 35, page 107 et Figure 39, page 124).

MCCGx #1	MCCGx #2
MCCGx #3	MCCGx #4
MCCGx #5	MCCGx #6
MCCGx #7	MCCGx #8

Figure 39 – La désignation des 8 cellules utilisées du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2-3).

L'extraction a été faite par rapport aux 8 cellules du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2-3) (360 x 360 km), chaque cellule ayant un nombre de 196 (14 x 14) observations satellitaires à l'intérieur. À l'aide de l'équation (3.7), nous avons transformé la température de brillance (T_B) en valeurs de température ($^{\circ}\text{C}$). Chaque valeur de température ($^{\circ}\text{C}$) a été assignée au centroïde d'une cellule d'observation SSM/I (25 x 25 km) ayant des coordonnées Lat/Long.

La Figure 40, page 126 et la Figure 41, page 127 montrent les 196 valeurs de température mesurées à l'intérieur de chaque cellule MCCG2 pour une période de 20 ans (1987-2007) avec un passage journalier. Par la suite, nous avons créé 8 jeux des données SSM/I à l'aide du logiciel MS Excel.

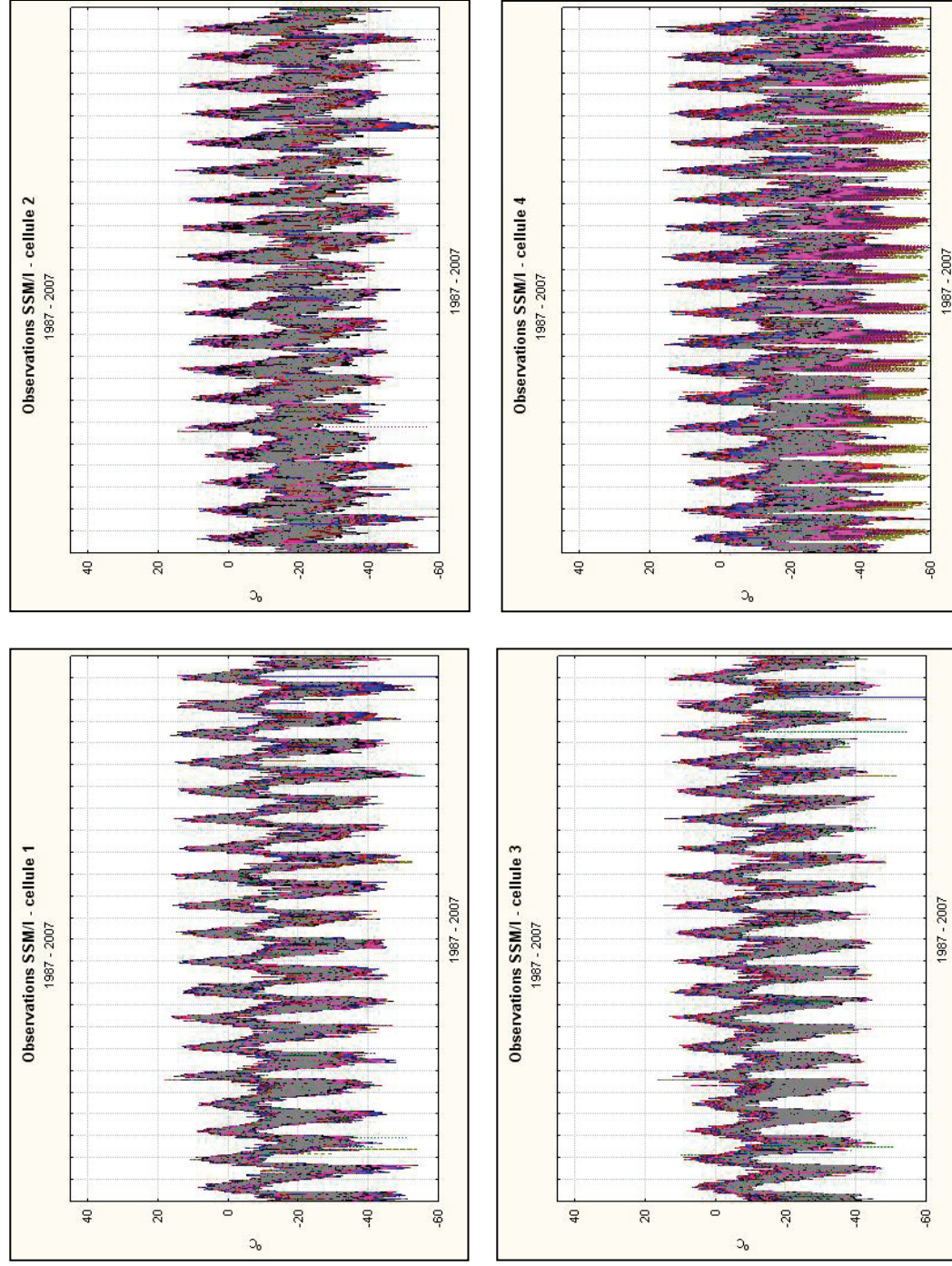


Figure 40 – Les valeurs de température ($^{\circ}\text{C}$) en provenance du satellite SSM/I pour la période 1987 – 2007.

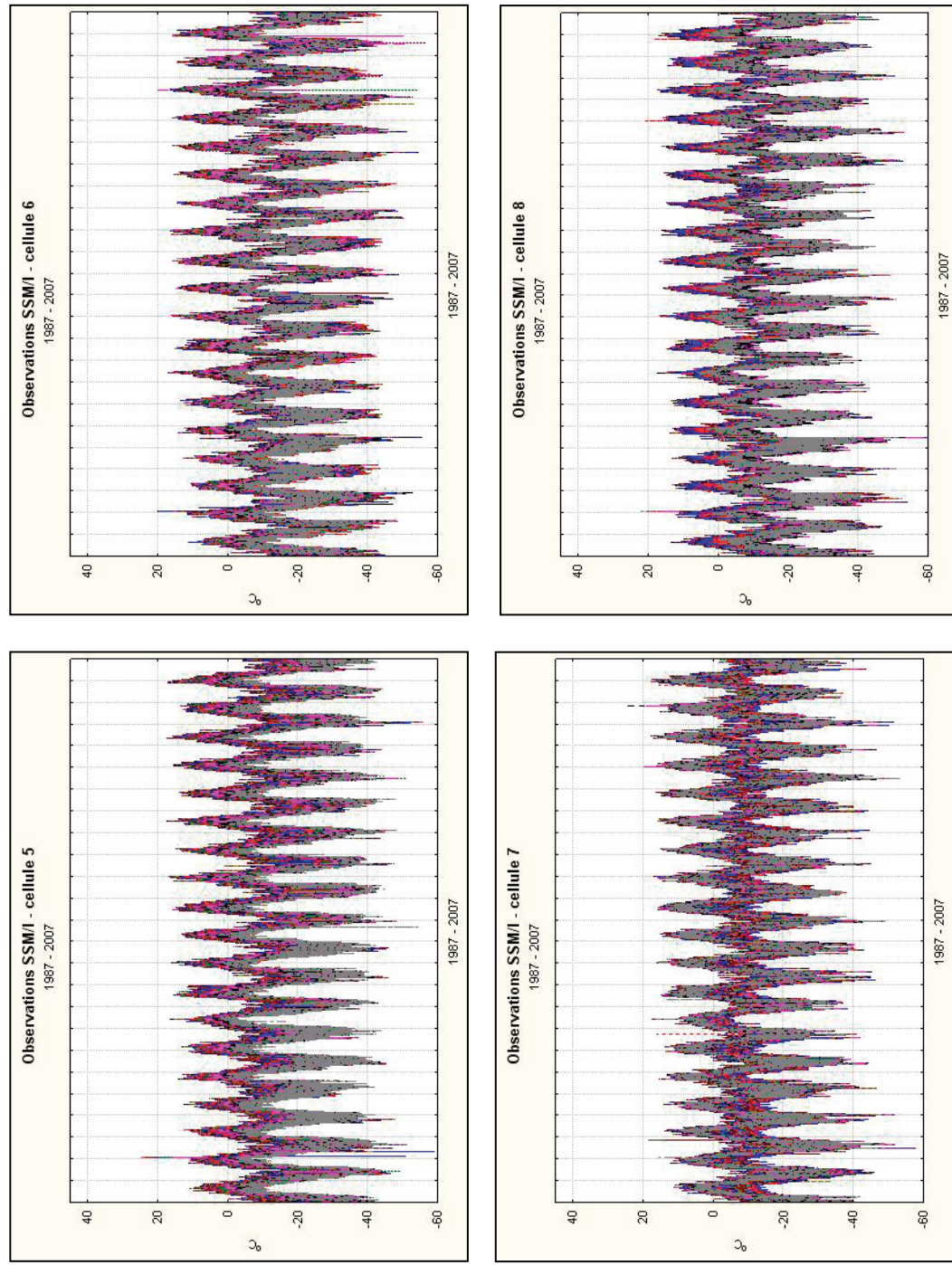


Figure 41 – (suite) Les valeurs de température (°C) en provenance du satellite SSM/I pour la période 1987 – 2007

5.1.2 Données du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG 2 et 3)

Les données du Modèle Couplé Climatique Global (MCCG2-3) sont fournies pour chaque cellule du modèle (360 x 360 km) dans un format ASCII tabulaire compressé.

Pour cette étude, nous utilisons:

1. les données fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de deuxième génération (MCCG2) en utilisant le scénario IS92a qui prévoit une concentration effective en CO₂ augmentant de 1% par an après 1990 avec des valeurs calculées par interpolation linéaire entre les valeurs prescrites pour 2000, 2025, 2050 et 2100 (voir Annexe J).

Nous utilisons le même scénario qui a été employé par Smith et Riseborough (1996) pour déterminer l'évolution de la température à la surface du pergélisol pour la période 1996-2050 en employant le modèle TTOP.

La Figure 45, page 132 montre le changement global de la température de l'air pour 2100 (le scénario IS92a).

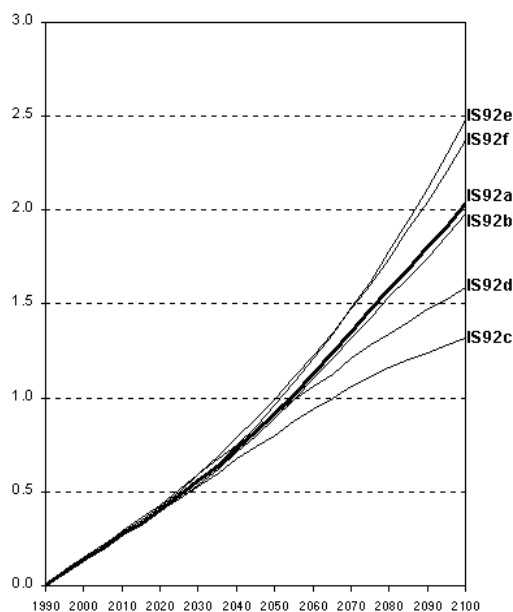


Figure 42 – Le changement global de la température de l'air en 2100 pour le scénario MCCG2 IS92a [Source: IPCC First Assessment Report (1990)].

2. les données fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de troisième génération (MCCG3/T47) en employant des scénarios qui décrivent (XII, page129):

- le monde où l'accent a été mis sur le développement économique rapide (SRES A1) ou sur le développement environnemental (SRES B2) dans un contexte de globalisation mondiale.
- le monde où l'accent a été mis sur le développement économique (SRES A2) ou sur le développement environnemental (SRES B1) dans un contexte régional.

Tableau XII – Les familles de scénarios et les prévisions des hausses de températures globales moyennes en 2100 [Source: CC Special Report on Emissions Scenarios (2007), Chapter 4: An Overview of Scenarios / 4.2. SRES Scenario Taxonomy / Table 4- 2: Overview of SRES scenario quantifications]

MCCG 3		
Les quatre familles de scénarios du quatrième rapport et les prévisions des hausses de températures globales moyennes en 2100		
	Objectifs plus économiques	Objectifs plus environnementaux
Globalisation (Monde homogène)	A1 Croissance économique rapide (trois groupes: A1T/A1B/A1FI) 1.4 - 6.4 °C	B1 Durabilité environnementale globale 1.1 - 2.9 °C
Régionalisation (Monde hétérogène)	A2 Développement économique avec une orientation régionale 2.0 - 5.4 °C	B2 Durabilité environnementale locale 1.4 - 3.8 °C

Pour nos besoins nous avons utilisé les scénarios SRES A2, SRES A1B et SRES B1 qui continuent les prévisions du MCCG2 à partir de l'année 2000 jusqu'en 2100 dans un contexte MCCG3 avec une évolution des valeurs ayant un pas journalier.

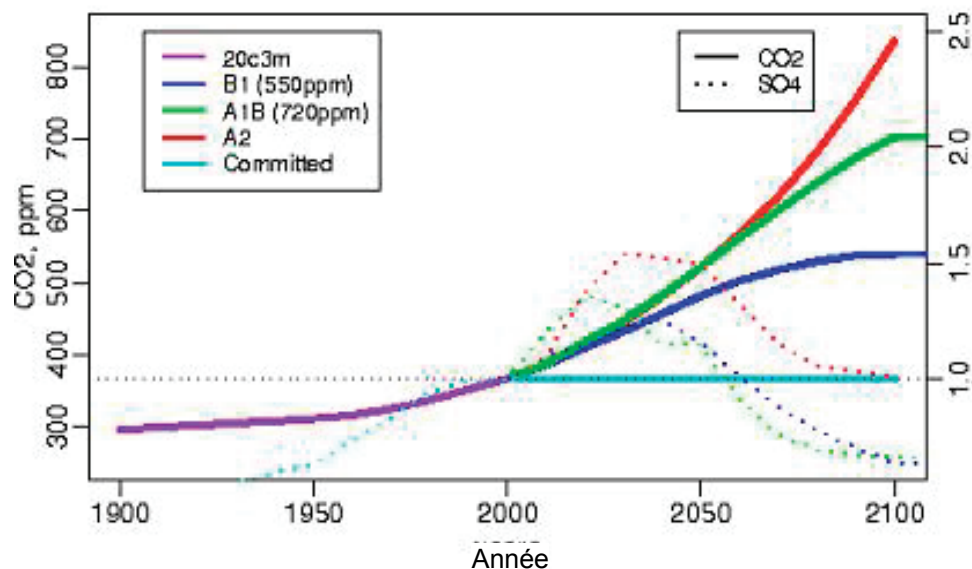


Figure 43 – Les valeurs de CO2 et de SO4 prévues par MCCG3 (SRES A2, SRES A1B et SRES B2) pour la période de 2000 à 2100 [Source : CCmaC (2009)]

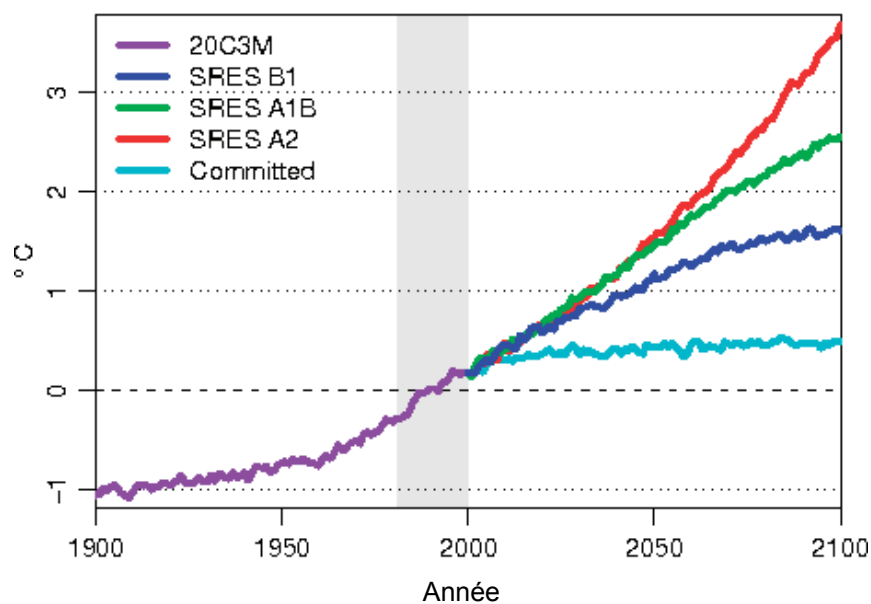


Figure 44 – Les valeurs du changement global de la température de l'air MCCG3 (SRES A2, SRES A1B et SRES B2) pour la période de 2000 à 2100 [Source : CCmaC (2009)]

Nous avons fait deux extractions des données par rapport aux 8 cellules considérées et préalablement identifiées à l'aide des coordonnées Lat/Long, pour chaque scénario choisi :

- i. la première extraction a été faite pour les données provenant du MCCG2 pour la période de 1987 à 2007 (ces données représentent les données d'apprentissage) et
- ii. la deuxième extraction a été faite pour les données provenant du MCCG3 pour la période de 2010 à 2100 (SRES A2, SRES A1B, SRES B1) (ces données représentent les données de la désagrégation). Toutes les données présentent un pas temporel journalier.

Les valeurs extraites sont :

- les valeurs maximales de température (°C);
- les valeurs minimales de température (°C);
- les valeurs de l'épaisseur de la neige (m);
- les valeurs d'humidité dans le sol (%).

À l'aide du logiciel MS Excel, nous avons créé quatre jeux des données (1 x MCCG2 de 1987 à 2007 et 3 x MCCG3 (forçage SRES A2, SRES A1B, SRES B1) de 2010 à 2100).

La Figure 45 page 132 montre les données d'extraction du MCCG3 pour un forçage SRES A1B pour la période 2010-2100. Le scénario de forçage SRES A1B représente les valeurs médianes du modèle climatique MCCG3.

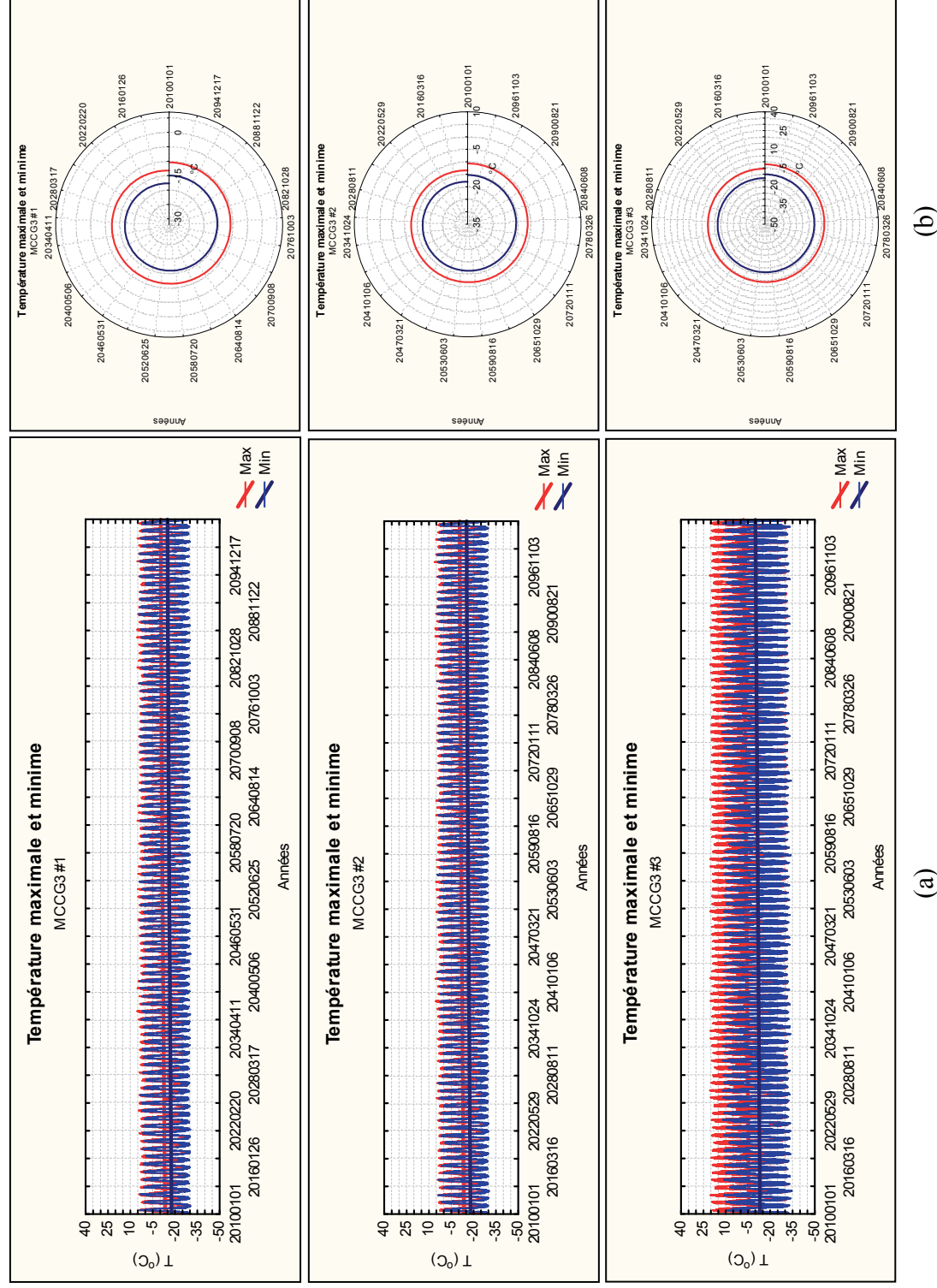
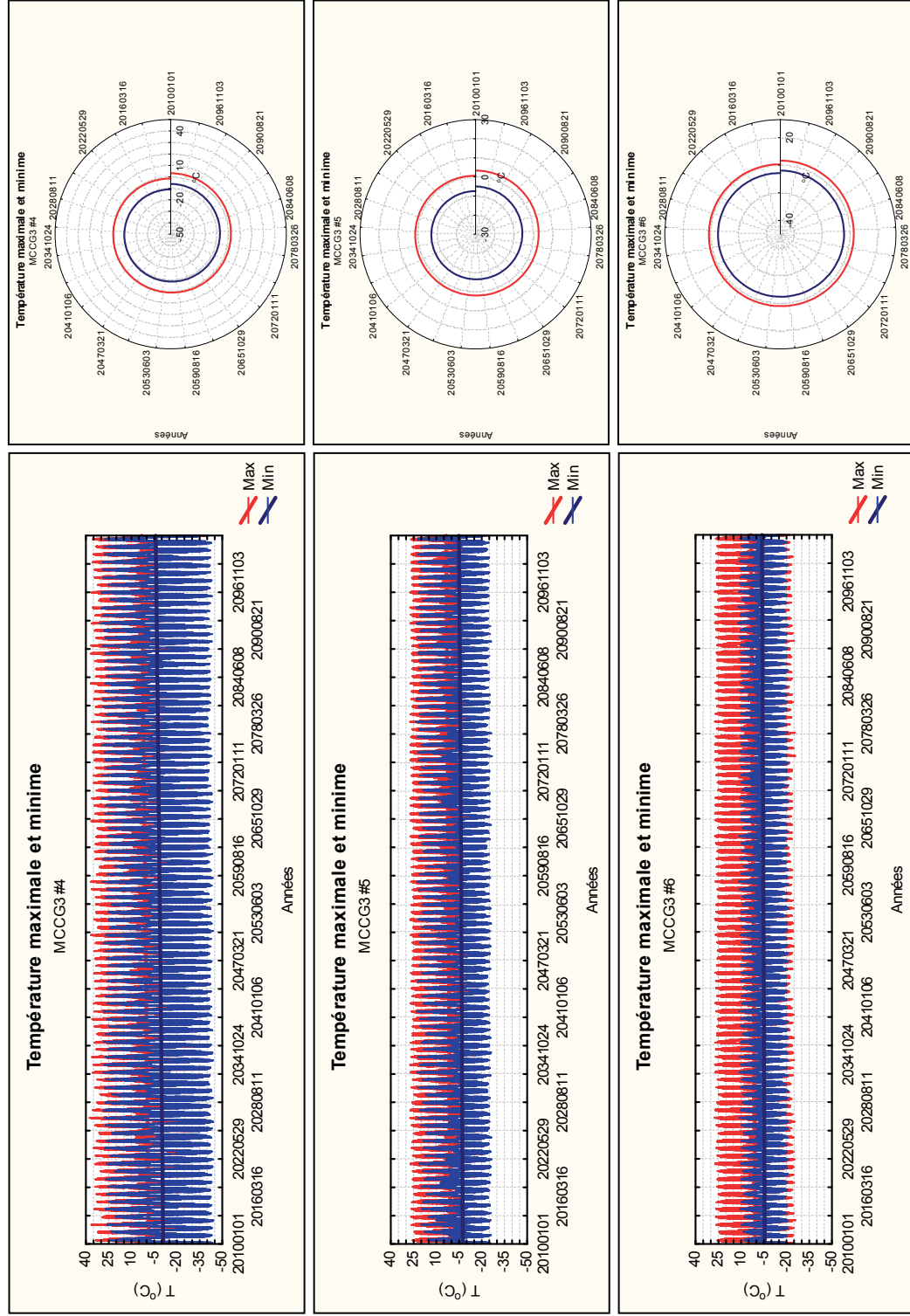


Figure 45 – Les valeurs d'extraction pour les 8 cellules du MCCG3 pour la période de 2010 à 2100 : a) la température maximale (°C) (rouge) et la température minimale (°C) (bleu), b) les tendances pour la température (°C) maximale et minimale pour la période 2010-2100 (représentation polaire) - le scénario MCCG3, forçage SRES A1B.



(a)

(b)

Figure 45 (suite) – Les valeurs d'extraction pour les 8 cellules du MCGG3 pour la période de 2010 à 2100 : a) la température maximale (°C) (rouge) et la température minimale (°C) (bleu), b) les tendances pour la température (°C) maximale et minimale pour la période 2010-2100 (représentation polaire) - MCGG3, forçage SRES A1B.

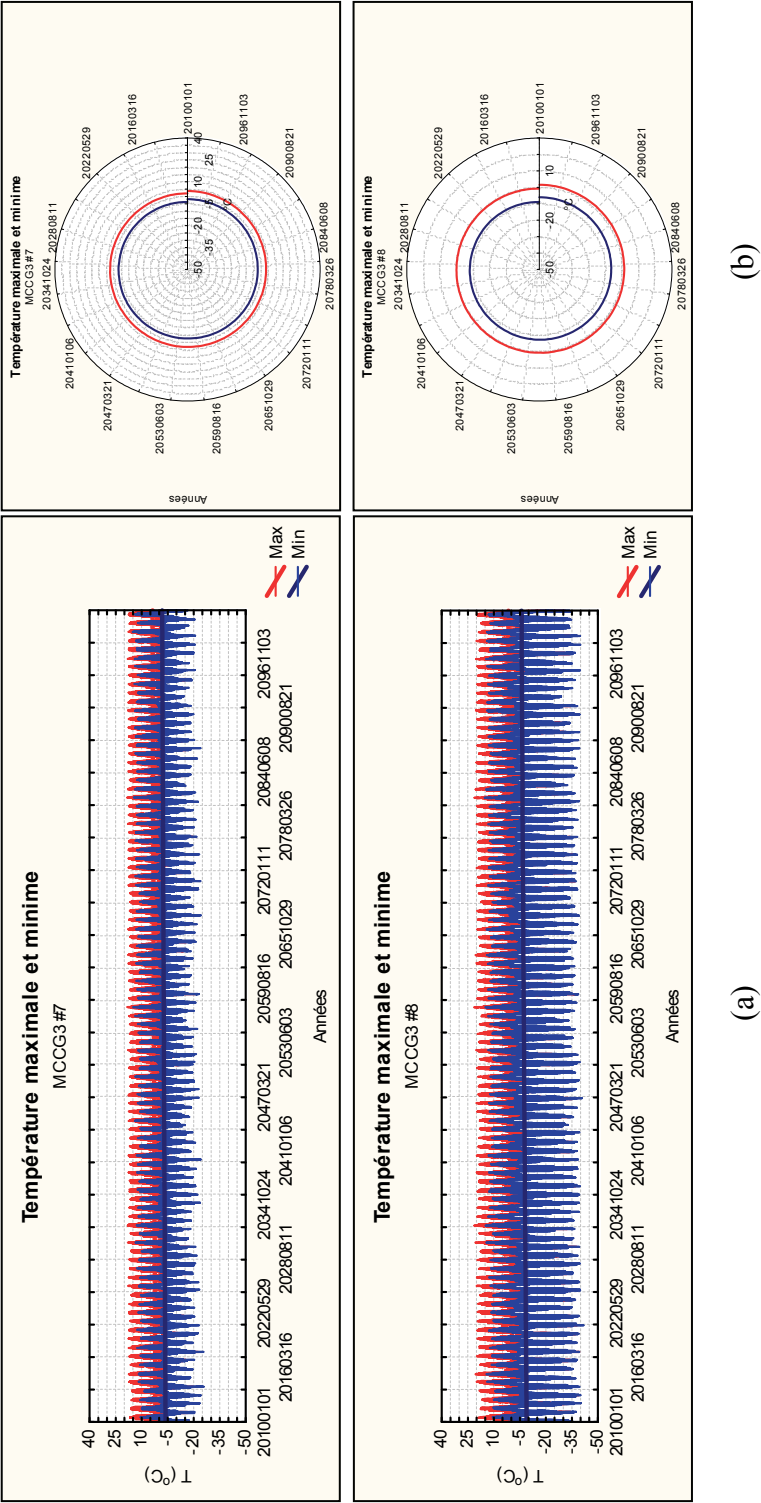


Figure 45 (suite) – Les valeurs d'extraction pour les 8 cellules du MCCG3 pour la période de 2010 à 2100 : a) la température maximale (°C) (rouge) et la température minime (°C) (bleu), b) les tendances pour la température (°C) maximale et minime pour la période 2010-2100 (représentation polaire) - MCCG3, forçage SRES A1B.

La visualisation des données climatiques du MCGG3 pour la période 2010 à 2100 (forçage SRES A1B) montre une augmentation de la température maximale et minimale en fonction de la latitude géographique (la ligne rouge et respectivement la ligne bleue, les coordonnées polaires). Nous avons calculé la température moyenne pour chaque cellule MCGG3 du modèle et nous avons observé une augmentation moyenne de la température de 1.6 °C à 4.2 °C pour les cellules MCGG3 #4 et #5 (Figure 39, page 124 et Figure 45, page 132) et une moindre augmentation pour les cellules situées plus au sud (MCGG3 #7 et #8). Cette augmentation est plus visible dans le scénario d'évolution climatique MCGG3 - SRES A2.

Cependant, dans les trois scénarios d'évolution climatiques, il y a une légère tendance à la baisse de la température de l'air durant la période 2045 à 2055. Après cet intervalle de 10 ans, les valeurs de température reprennent leurs tendances à la hausse.

5.1.3 Données climatiques d'interpolation (GRIB)

Les données GRIB (GRIdded Binary) sont fournies par l'Organisation Météorologique Mondiale (*World Meteorological Organization* - WMO) dans un format binaire. À l'aide du logiciel "Grib" fourni, nous avons extrait les données dans un format ASCII tabulaire à une résolution spatiale de 45 km (Tableau XIII, page 135). Nous avons assigné à chaque cellule EASE-Grid (25 km) des valeurs GRIB correspondantes (§ 3.2.5, Figure 32, page 99).

Tableau XIII – Exemple de fichier ASCII pour les valeurs GRIB (partiel) [WMO (2008)]

<i>No. cellule</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Valeur</i>
64722	241.71900	62.02500	0.000
64723	242.31900	62.06700	0.000
64724	242.92300	62.10500	0.000
65066	238.61900	62.06300	0.000
65068	239.81900	62.16700	0.000
....

5.1.4 Données sur le type de sol

Les données de types du sol ont été extraites à l'aide du logiciel MapInfo par rapport à leur position à l'intérieur du transect d'étude en utilisant la Carte Circumpolaire de types du sol. Après le nettoyage (l'élimination des données non pertinentes), les données se présentent dans un format ASCII-MapInfo tabulaire (§ 3.2.3).

Tableau XIV – Exemple de fichier ASCII pour les valeurs du sol (partiel)
[Carte Circumpolaire de types du sol (2008)]

TEXTURE1*	PRCTTXR2	TEXTURE2
LM	19	NOT APPLICABLE (ROCK, ICE OR URBAN)
SD	25	NOT APPLICABLE (ROCK, ICE OR URBAN)
CL	42	NOT APPLICABLE (ROCK, ICE OR URBAN)
...

* voir Tableau V, page 96.

5.1.5 Données sur la distribution et le type de pergélisol

Les données de distribution et de type du pergélisol ont été extraites à l'aide du logiciel MapInfo par rapport à leurs positions à l'intérieur du transect d'étude en utilisant la "Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans le sol" [Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions (2001)]. Les données sont dans un format ASCII-MapInfo tabulaire. Nous avons aussi corroboré et validé les données sur la distribution du pergélisol tirées de la carte obtenue par Heginbottom et coll. (1995).

Tableau XV – Exemple de fichier ASCII pour le type et la distribution du pergélisol
(partiel)
[Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions (2001)]

Num_code	Combo*	Relict	Extent	Content	Landform
20	Ilr		I	l	r
18	Dlr		D	l	r
18	Dlr		D	l	r
...

* voir Tableau III, page 87.

5.1.6 Données sur l'épaisseur du pergélisol

Les valeurs de l'épaisseur du pergélisol représentent une compilation de plusieurs cartes et bases des données (voir § 3.2.1 et § 3.2.2) et elles sont présentées dans un format ASCII-MapInfo tabulaire.

Pour déterminer l'épaisseur du pergélisol dans la zone d'étude nous avons utilisé les données provenant :

- la carte de la base de données sur l'épaisseur du pergélisol publiée par la Commission géologique du Canada (CGC) (la carte 1: 50 000 000),
- les données du projet "La Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans sol",
- les données provenant des puits de forage.

Le processus de calcul a été divisé en deux phases :

- La Phase I - l'identification et l'évaluation des valeurs connues de l'épaisseur du pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude et dans les zones adjacentes.
- La Phase II – la répartition des valeurs de l'épaisseur du pergélisol sur la grille EASE-Grid à une résolution spatiale de 25 km et leur validation.

Phase I

Les données provenant de la base de données sur l'épaisseur du pergélisol publiée par la Commission géologique du Canada (CGC) ont été géoréférenciées sur la grille EASE-Grid (25 km) utilisée pour la zone d'étude (Figure 47, page 142) à l'aide du logiciel MapInfo: chaque point où l'intervalle des valeurs de l'épaisseur de pergélisol est connu (estimé) a été assigné à une cellule (25 km) qui le contient. Étant donné qu'à l'intérieur d'une cellule de la grille EASE-Grid (25 km) la position d'une valeur connue de l'épaisseur du pergélisol ne peut pas être déterminée exactement (la résolution spatiale est de 25 km), nous avons considéré ces valeurs au centre des cellules. La précision estimée du positionnement sur la grille EASE-Grid est de ± 25 km.

La base de données sur l'épaisseur du pergélisol fournit 6 intervalles des valeurs [Smith et Burgess (2000), Commission géologique du Canada (CGC) (2010)]:

- Épaisseur de pergélisol plus grande que 500m
- Épaisseur de pergélisol entre 100 m et 500 m
- Épaisseur de pergélisol entre 50 m et 100m
- Épaisseur de pergélisol entre 10 m et 50 m
- Épaisseur de pergélisol moins de 10 m
- Zone sans pergélisol

Puisqu'à l'intérieur de la zone d'étude il n'y a pas des mesures directes de l'épaisseur de pergélisol [Smith et Burgess (2000)], nous avons considéré les valeurs de l'épaisseur du pergélisol assignées antérieurement de la manière suivante (Figure 47, page 142) :

- 500 m pour une épaisseur de pergélisol plus grande que 500m
- 250 m pour une épaisseur de pergélisol entre 100 m et 500 m
- 75 m pour une épaisseur de pergélisol entre 50 m et 100m
- 25 m pour une épaisseur de pergélisol entre 10 m et 50 m
- 5 m pour une épaisseur de pergélisol moins de 10 m
- 0 m pour la zone sans pergélisol

Nous avons opté pour cette approche parce que les données ainsi considérées représentent une vue conservatrice sur les valeurs d'intervalle fournies par la base de données sur l'épaisseur du pergélisol; toutefois, ces valeurs peuvent, dans la majorité des cas, ne pas représenter la réalité du terrain. Cependant, nous sommes convainque que ces valeurs décrivent mieux cette réalité par rapport à des résultats obtenus à l'aide d'une interpolation des valeurs mesurées et localisées en-dehors de la zone d'étude d'une longueur de 1200 km et d'une largeur de 720 km. Après la Phase I, nous avons obtenu des valeurs ponctuelles d'épaisseur du pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude.

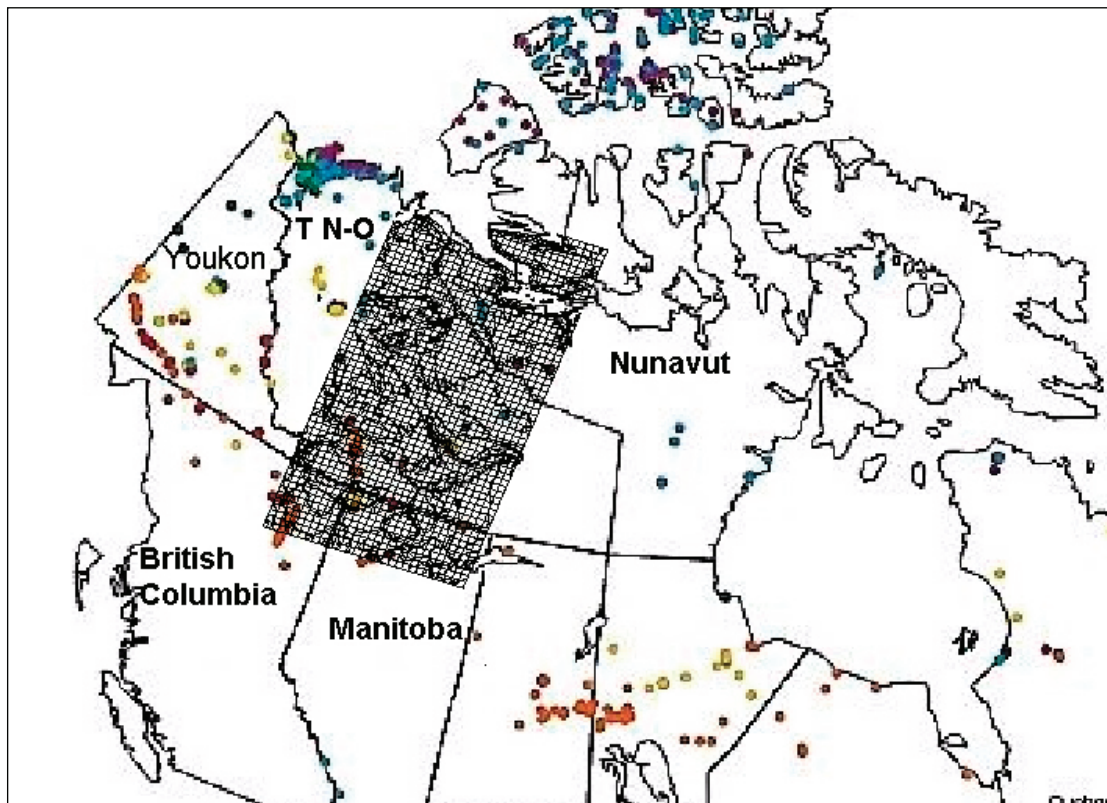


Figure 46 – La carte de la base de données sur l'épaisseur du pergélisol et la grille EASE-Grid (25 km) [Source : Smith et Burgess (2000), Commission géologique du Canada (CGC) (2010)]

Nous avons localisés aussi deux puits de forage à une distance d'approximativement 300 km ouest du transect d'étude (la Vallée Mackenzie) qui peuvent fournir des valeurs sur l'épaisseur du pergélisol (Tableau XVI, page 140). Les deux puits de forage font partie du programme CALM. Ces puits ont été utilisés contextuellement, pour le calcul d'interpolation pour les valeurs limitrophes sur la partie ouest de la zone d'étude. Nous n'avons pas pu identifier des puits de forage dans la zone est adjacente au transect.

Tableau XVI – Les puits de forage utilisés [Source : Burgess et coll. (2000), Ressources naturelles Canada (2004)]

Unique identification	Site location	LATITUDE	LONGITUDE	ELEVATION (m)	Profondeur de la glace (mètres)	Profondeur de la base de transition (mètres)	Profondeur de l'isotherme de 0°C (mètres)	Couche active (centimètres)	Commentaires (en anglais, en original)
PF61	Dahadinni River M-43A	63.88	-124.66	244	284	357	51	-	Poor picks
PF121	Sadene D-02	68.85	-126.79	233	307	-	309+ (la température peut n'est pas être ne équilibre)	-	Interpolation of latest temp. log

Une première validation a été faite en appliquant les données provenant de "La Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans sol" pour valider la position des valeurs connues d'épaisseur par rapport à la distribution du pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude (Figure 26, page 90). Cette comparaison montre que le positionnement des valeurs respecte, de façon générale, la distribution du pergélisol (en d'autres mots, il n'y a pas des valeurs de moins de 10 m dans des zones du pergélisol continu, ou, à titre d'exemple, des valeurs de plus de 100 m dans des zones avec du pergélisol isolé).

Phase II

Nous avons distribué les valeurs de l'épaisseur de pergélisol à l'ensemble de la zone d'étude en nous appuyant sur les valeurs déjà assignées et en utilisant la méthode d'interpolation par le plus proche voisin. Les calculs de distribution ont été faits en employant les fonctionnalités du logiciel MapInfo. La méthode du plus proche voisin consiste à attribuer à chaque point cible une combinaison des valeurs des points sources les plus proches de son antécédent par la transformation inverse. C'est une interpolation polynomiale d'ordre 0 [Gonzalez et Wood (2008)].

$$\omega = \frac{\frac{1}{(d + \varepsilon)}}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i + \varepsilon} \right)} \quad (5.1)$$

où ω est la valeur recherchée, ε est un petit nombre qui permet d'éviter la division par zéro, n est le nombre de voisins utilisés. Ce nombre est déterminé par l'utilisateur et dans notre cas, il représente le nombre de cellules entre deux points des valeurs connues.

Cette méthode a le mérite de conserver la dynamique du champ original et de ne pas créer de niveaux intermédiaires. En revanche, elle détermine une zone d'influence exclusive pour chaque point source. Pour le suréchantillonnage, la sensation de discontinuité est accentuée par la formation de larges paliers [Gonzalez R et R. Wood (2008)].

Chaque valeur de l'épaisseur du pergélisol ainsi obtenue a été assignée au centre d'une cellule de 25 km (Figure 47, page 142). Après cette étape, les 1543 cellules de la grille EASE-Grid pour la zone d'étude contiennent une valeur de l'épaisseur du pergélisol (Figure 47, page 142).

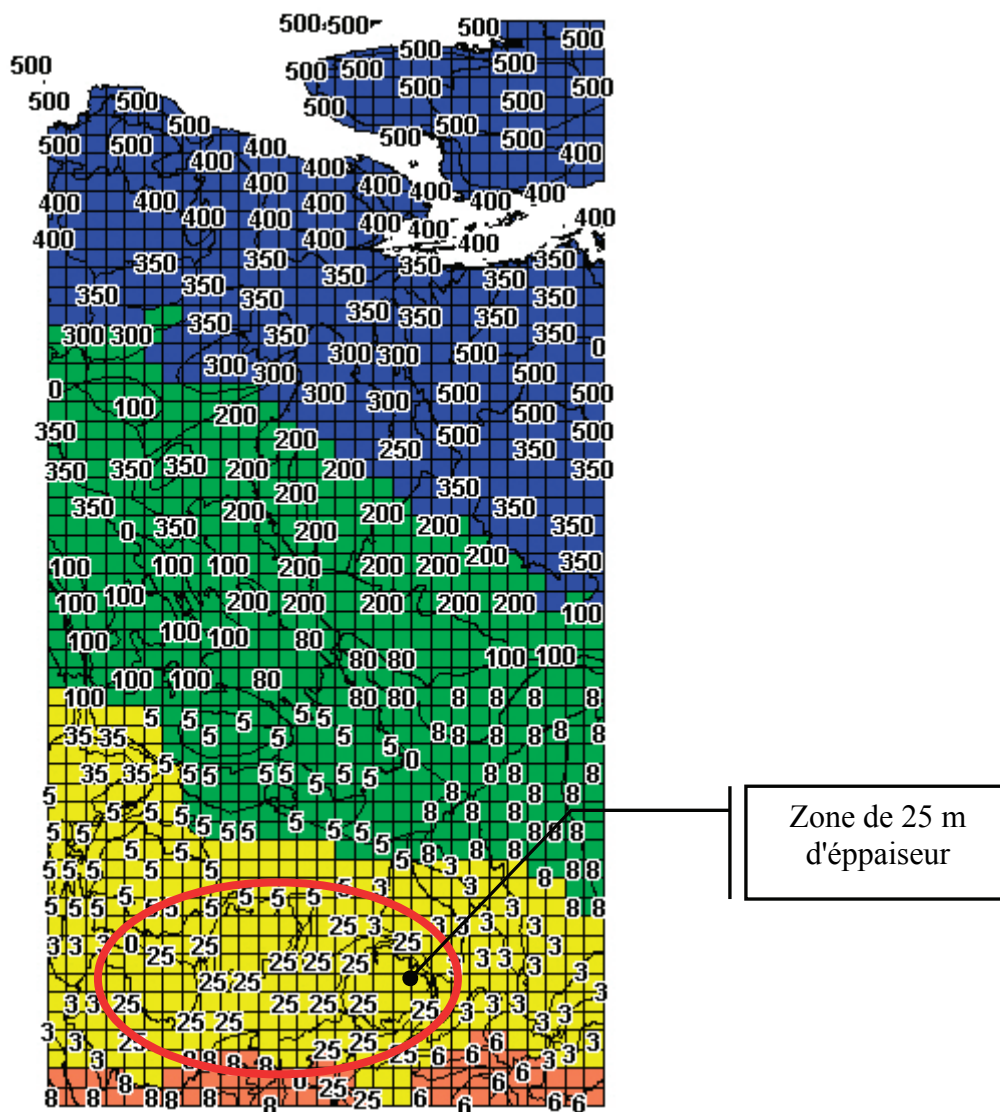


Figure 47 – Les valeurs de l'épaisseur du pergélisol (m) obtenues par l'interpolation et la distribution du type de pergélisol

Nous avons intégré "La Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans sol" à des fins de validation et on peut constater que de façon générale les valeurs interpolées respectent la distribution du pergélisol.

Cependant, on observe que dans la partie sud-ouest du transect d'étude (Figure 47, page 142) les valeurs de l'épaisseur du pergélisol sont plus élevées et le pergélisol forme une zone où son épaisseur est plus grande. Cette zone coïncide avec la zone où on

retrouve un sol de type organique (Figure 31, page 96) et selon les valeurs d'intervalle estimées par Smith et Burgess (2000), à l'intérieur de cette zone l'épaisseur du pergélisol sporadique est entre 10 et 50 mètres, entouré vers le nord d'un pergélisol sporadique ayant une épaisseur d'approximativement 10 mètres et vers le sud d'une épaisseur isolé en cours de disparition [Smith et Burgess (2000)].

La glace à l'intérieur du pergélisol influence fortement les propriétés du sol gelé [(Romanovsky, (2005))] et elle varie fortement en taille, à partir des inclusions microscopiques jusqu'à des grandes masses de 50 m, et dans sa distribution en raison des différentes textures du sol, de l'humidité et du régime thermique.

L'eau de surface accumulée dans les dépressions du microrelief produit une forte rétroaction négative qui renforce la dégradation du pergélisol. Les eaux souterraines dans la couche active ou à l'intérieur du pergélisol, souvent entourées par des zones dégélées, fournissent de la chaleur et influence grandement le dégel latéral et interne du pergélisol [Jorgenson et coll. (2010)]. Le dégel des sols riches en glace cause des changements importants en surface en créant des dépressions dans le terrain appelées thermokarst. Les types de thermokarst et les conséquences écologiques sont extrêmement variables selon le climat, la topographie, la texture du sol, l'hydrologie et les types de glace dans le sol [Romanovsky, (2005)].

Le dégel peut se produire par l'expansion vers le bas par rapport à la couche active, latérale en raison du flux de chaleur de surface et des eaux souterraines, à l'intérieur du pergélisol à cause de l'intrusion des eaux souterraines et à la base du pergélisol par la hausse de l'eau de surface près de la partie inférieure de la couche pergélisolée ou à cause du gradient thermique du sol. La texture du sol affecte l'humidité et les propriétés thermiques du sol de sorte que les valeurs de drainage sont augmentées ayant comme effet une différence minime entre les valeurs de conductivité thermique pendant les périodes de gel et de dégel. En revanche, la surface du sol organique, et dans une moindre mesure celle du sol argileux et du sol limoneux, a la tendance d'être mal drainée et par la suite, avoir des valeurs beaucoup plus élevées pour la conductivité thermique en hiver, quand elles sont gelées, par rapport à la période de dégel, en été.

Cette différence engendre une perte rapide de la chaleur en hiver et une plus lente pénétration de la chaleur en été [Jorgenson et coll. (2010)].

Pour cette étude, et en nous basant sur la logique et les équations du modèle TTOP créé par Smith et Riseborough en 1996, nous considérons la couche de pergélisol comme une couche homogène et compacte. Les valeurs positives de température qui arrivent à la partie supérieure du pergélisol produisent un dégel uniforme de 1 m par décennie (selon Riseborough (2009)) sans tenir compte de la rétroaction négative des eaux, du dégel latéral, du gradient thermique et autres composantes qui interviennent dans le processus de gel et de dégel de la couche pergélisolée. On rappelle que le but de cette étude est d'utiliser la logique et le modèle TTOP; une modélisation du phénomène pergélisol reste en dehors des limites de cette étude.

5.2 Résultats intermédiaires

Dans cette phase, nous avons employé le réseau neuronal de type Jordan²⁸ pour la désagrégation des données. La première étape a été d'entraîner (de former) le réseau neuronal. Comme valeurs d'entrée, nous avons utilisé les données fournies par MCCG2 pour la période de 1987 à 2007 : la température moyenne, la température maximale et la température minimale, l'humidité et l'épaisseur de la neige. Les valeurs d'entrée ont une résolution spatiale de 360 km et une couverture temporelle journalière.

Comme valeurs cibles (voulues) nous avons employé les mesures satellitaires SSM/I (la température) ainsi que celles provenant du modèle GRIB (l'humidité du sol et l'épaisseur de la neige). Les valeurs cible ont une résolution spatiale de 25 km et la même couverture temporelle journalière de 1987 à 2007.

²⁸ Le logiciel NeuroSolution.

5.2.1 Apprentissage

Le processus d'entraînement (l'apprentissage) a utilisé 1000 itérations (des époques ou des cycles d'apprentissage). La Figure 48, page 145 et le Tableau XV (page 146) montrent l'évolution des erreurs dans la modélisation des fonctions sigmoïdales existantes dans chaque nœud du réseau durant ce processus. Subséquemment, nous avons créé et entraîné 8 faisceaux des réseaux neuronaux (voir § 2.8), un faisceau pour chaque cellule MCCG2 #x – dans ce cas, chaque faisceau représente un Modèle Stochastique Déterminé (MSD). Chaque faisceau inclut 196 réseaux neuronaux, un pour chaque cellule de 25 Km² (14 x 14 à l'intérieur d'une cellule CMC), pour le modèle d'évolution climatique MCCG2 (Figure 35, page 107).

Nous avons répété cette opération en créant des réseaux neuronaux de désagrégation des données pour les paramètres "humidité du sol" et "épaisseur de la neige" pour le même scénario d'évolution climatique.

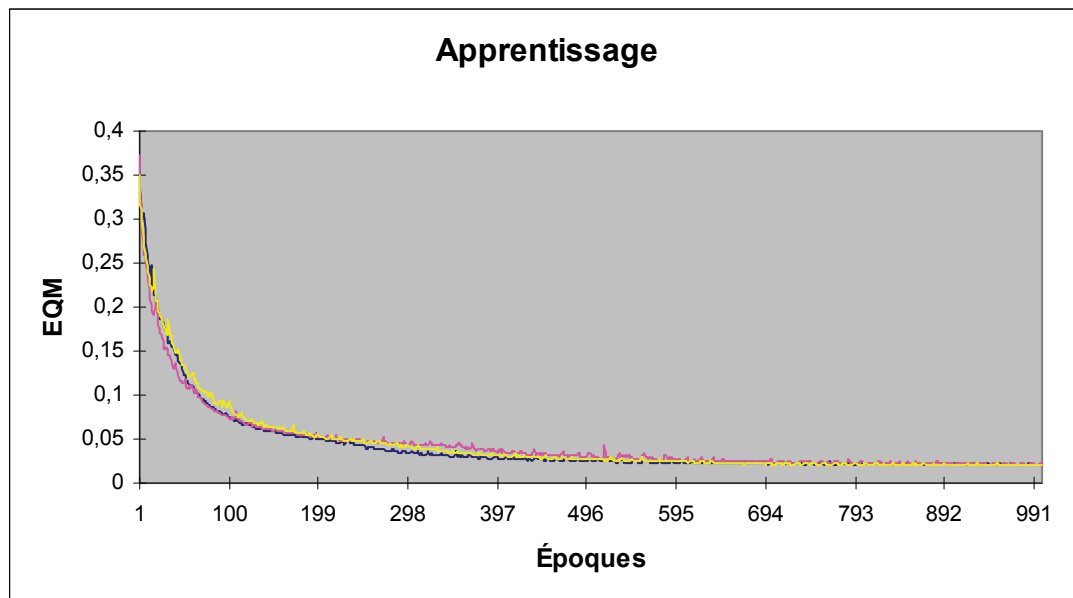


Figure 48 – L'évolution des erreurs quadratiques moyennes durant l'apprentissage du réseau (MCCG2 #1).

Tableau XVII – Les valeurs des erreurs quadratiques moyennes MCCG2 #1 (synthèse)

	Valeurs minimales d'apprentissage	Apprentissage Déviation Standard
EQM minime moyenne	0.01603552	9.63395E-05
EQM finale moyenne	0.016063099	9.56134E-05

Réseau	Apprentissage
Travail #	1
Époque #	980
EQM minime	0.015925792
EQM finale	0.015952777

La valeur EQM (*Mean Square Error* - MSE)²⁹ d'un estimateur nodal (un nœud d'un réseau neuronal) quantifie la différence entre la valeur de cet estimateur et la valeur réelle de la quantité qui est estimée. EQM est une fonction de type "risque" qui correspond à la valeur attendue de l'erreur de la perte au carré (la quadratique de perte). Cette erreur est la valeur par laquelle l'estimateur diffère de la quantité estimée. La différence est due aux erreurs aléatoires ou parce que l'estimateur ne peut pas utiliser des données qui peuvent produire de meilleures estimations.

Le réseau neuronal présent 5 nœuds d'entrée, un pour chaque valeur utilisée. La Figure 49 (page 147) montre les oscillations des valeurs de sensibilité pendant la période d'apprentissage.

²⁹ Erreur Quadratique Moyenne (EQM) [Office québécois de la langue française (2010)]

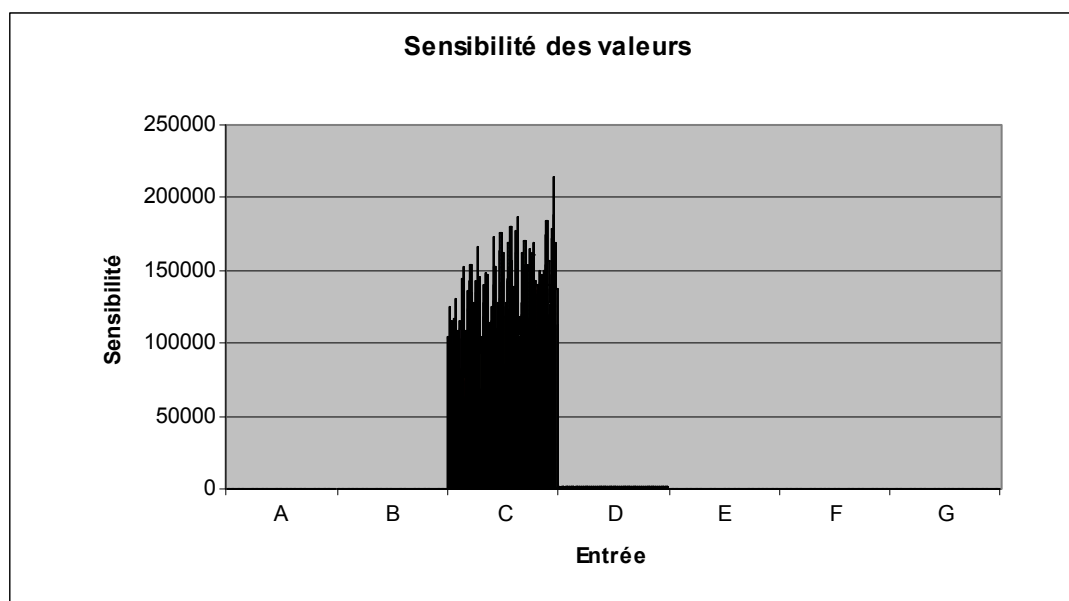


Figure 49 – La visualisation de la sensibilité du réseau MCG2 #1 (les 5 nœuds d'entrée).

Tableau XVIII – Les valeurs de sensibilité du réseau neuronal MCG2 # 1 (partiel)

Sensibilité	1	2	3	...	196
A	0.01280982	0.013897535	0.017378215	...	0.015362599
B	0.012410704	0.010559798	0.013558975	...	0.008136447
C	103720.9403	103794.87	124665.9763	...	112936.1962
D	1302.153628	981.5967325	604.6017057	...	745.7020968
E	0.376084301	0.452972544	0.431067143	...	0.180245779

Après l'étape d'apprentissage, nous avons obtenu 3 x 8 Modèles Stochastiques Déterminés (MSD), chacun ayant un faisceau de 196 réseaux neuronaux.

5.2.2 Validation

Les Modèles Stochastiques Déterminés (MSD) ont été testés pour l'autocorrélation pendant l'étape d'autovalidation. Une fois la phase d'apprentissage terminée, nous avons appliqué les mêmes valeurs d'entrée utilisées dans l'étape précédente avec le réseau neuronal déjà formé. Selon Hertz et coll. (1990), Bishop (1995), Bierkens et coll. (2000) et Faraway (2002) cette autovalidation est nécessaire : i)

pour savoir si le réseau neuronal, particulièrement ses fonctions sigmoïdales, a été modélisé de façon conforme et aussi ii) pour déterminer les valeurs des corrélations (de la confiance) entre les données d'entrée et celles de la sortie.

5.2.2.1 Température de l'air

La Figure 50-a, page 149, la Figure 51-a, page 150, la Figure 52-a, page 151 et la Figure 53-a, page 152 montrent les variations des valeurs (la température de l'air) de sortie par rapport aux celles d'entrée connues (les cibles). De plus, les Figures 50-b à 53-b (pages 149 à 152) et le Tableau VII (page 97) visualisent la corrélation entre ces deux types des données à l'aide d'un graphique en nuage de points (« *scatterplot* »). La visualisation a été faite en prenant comme exemple la cellule #100 pour les 8 Modèles Stochastiques Déterminés (le scénario MCCG2).

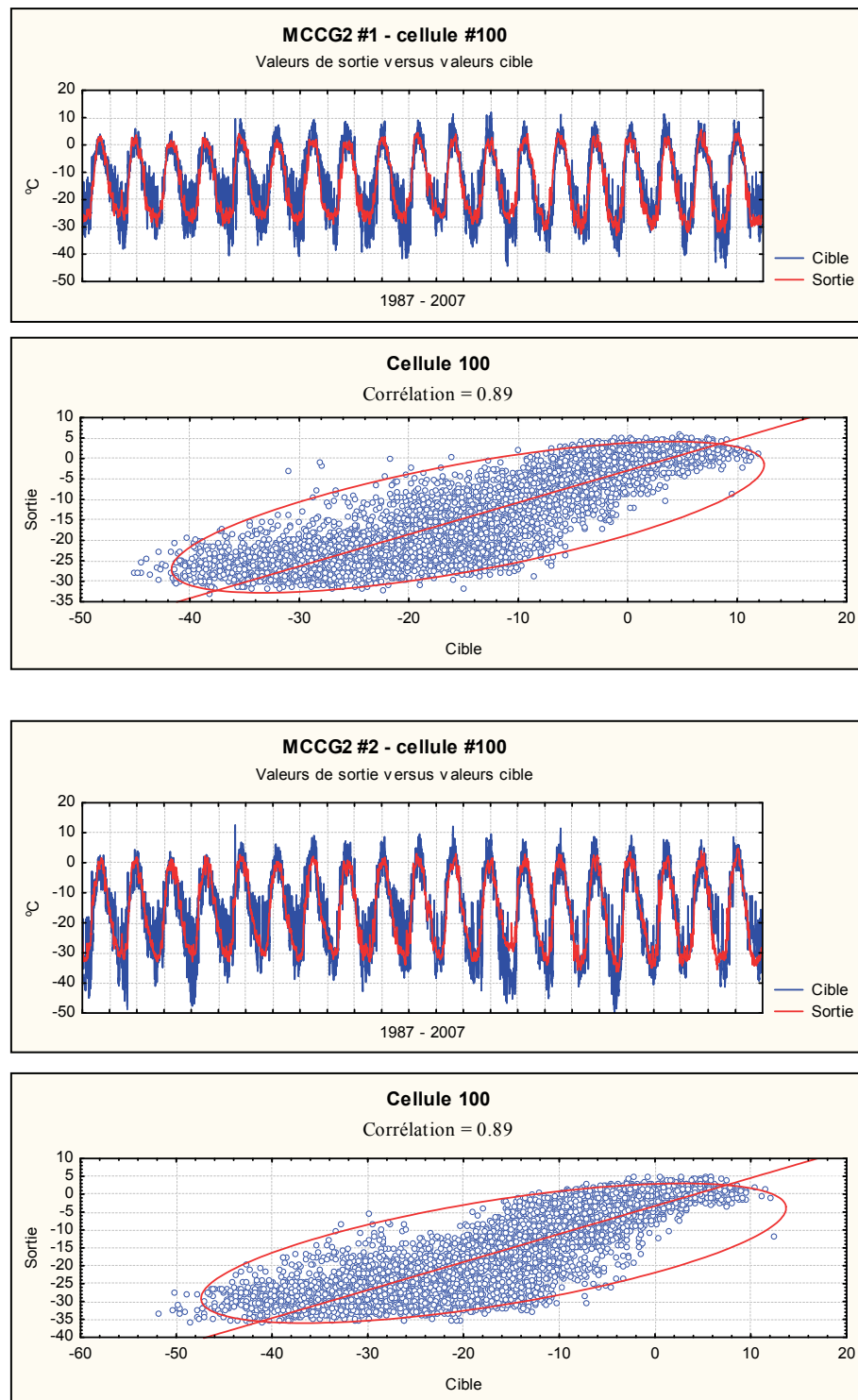


Figure 50 – MCG2 #1 - #2, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.

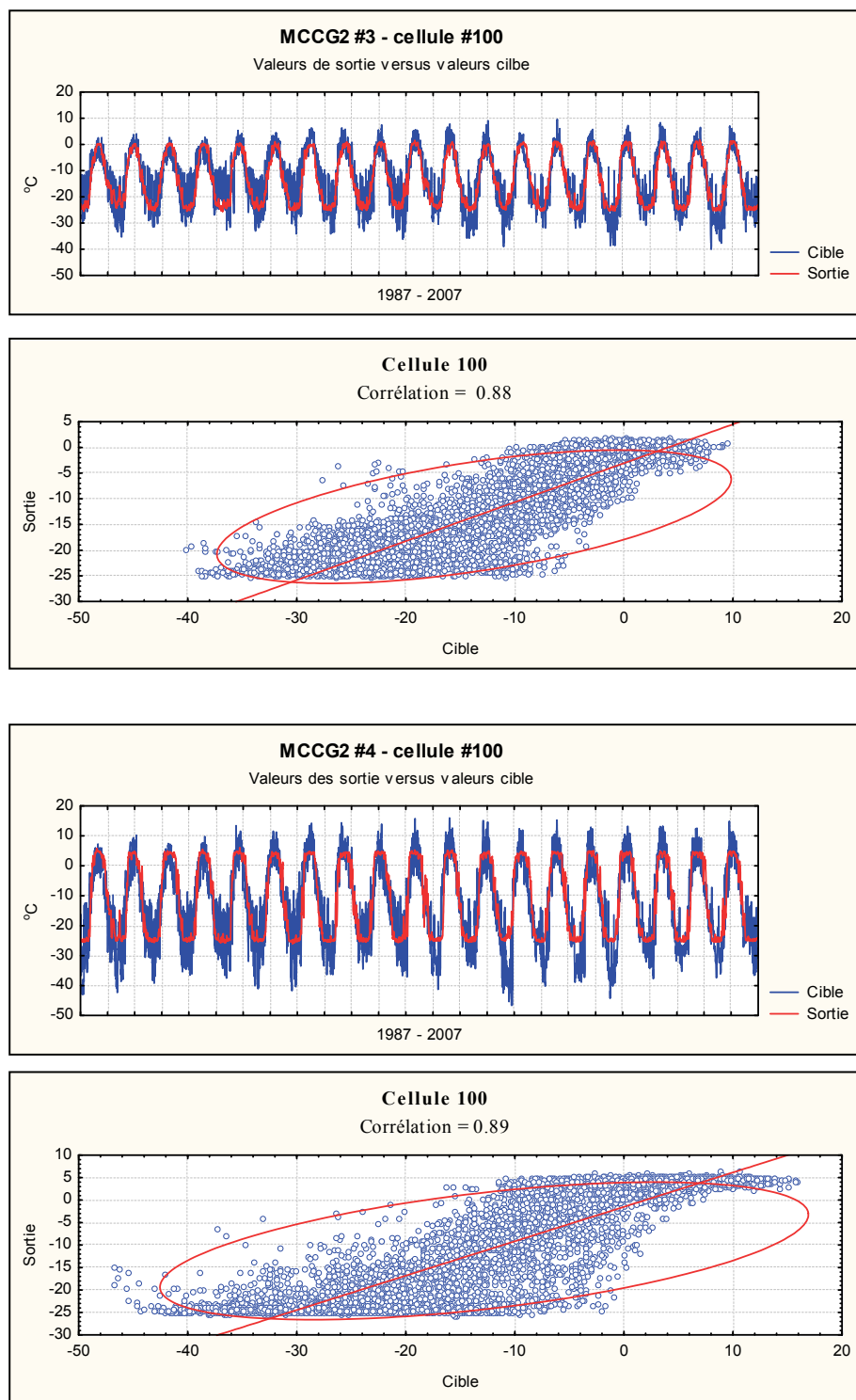


Figure 51 – MCCG2 #3 - #4, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.

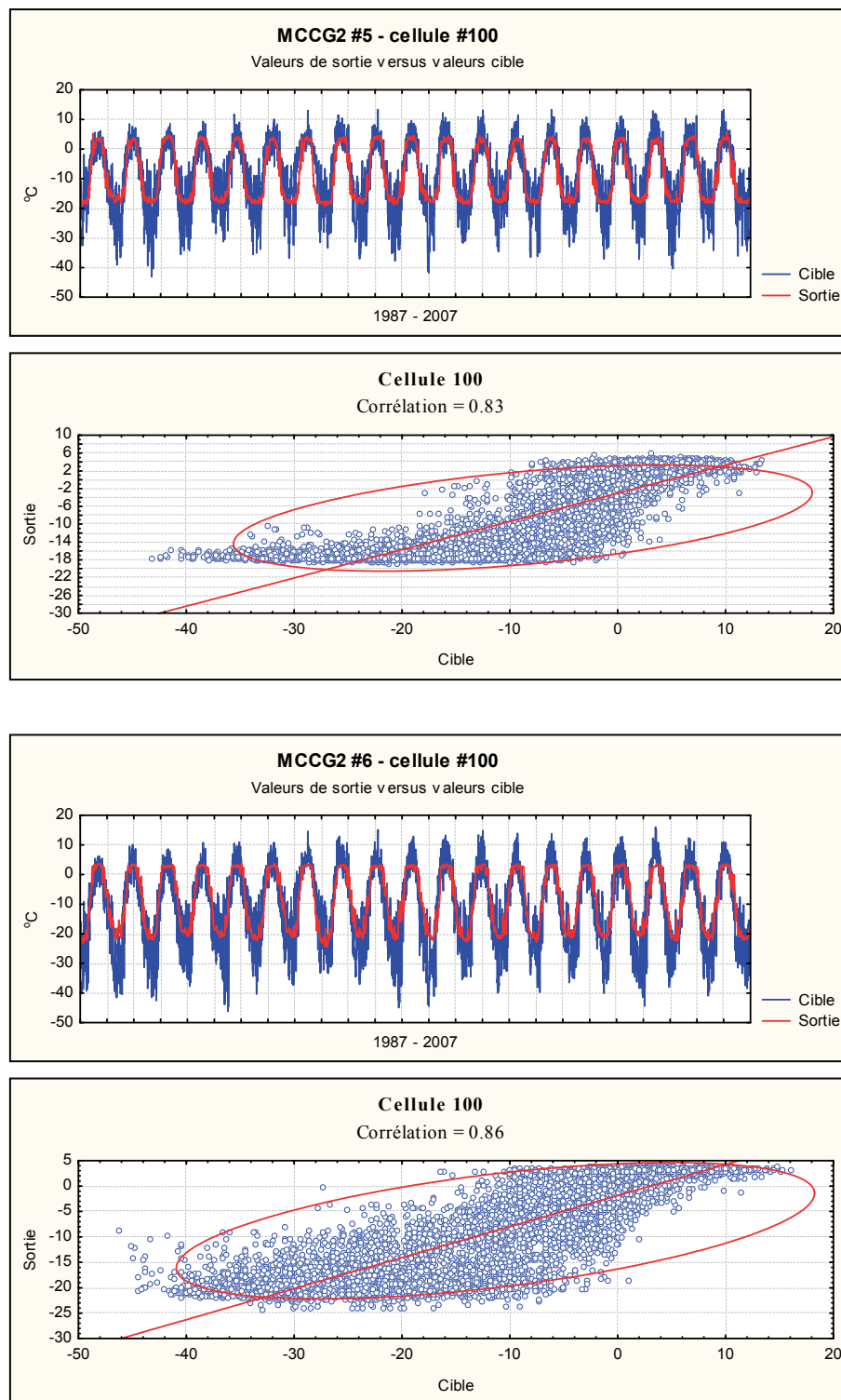


Figure 52 – MCCG2 #5 - #6, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.

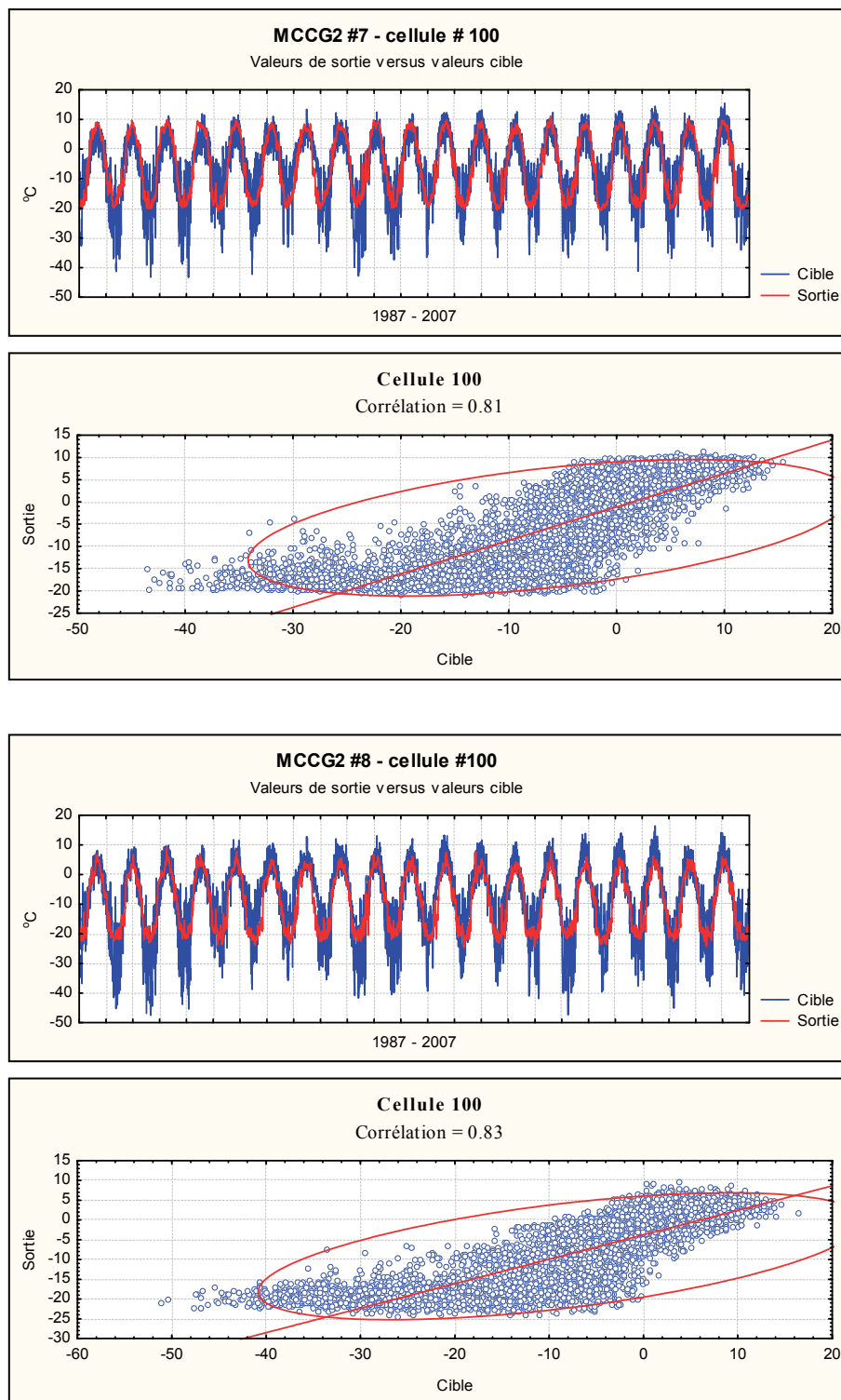


Figure 53 – MCCG2 #7 - #8, cellule # 100 : a) les valeurs de la température (°C) de sortie (calculées) versus les valeurs cible (observées); b) le diagramme de dispersion et la valeur de corrélation.

Tableau XIX – Les valeurs de corrélation entre les valeurs-cible et les valeurs de sortie pour les 8 Modèles Stochastiques Déterminés (MSD)
MCCG2, #x, cellule # 100

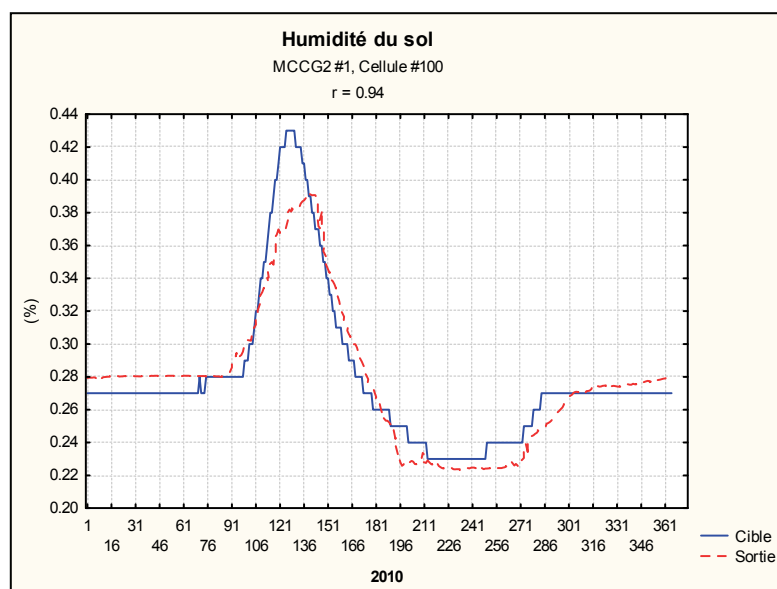
MSD MCCG2	Corrélation (cellule #100)
1	0.89
2	0.89
3	0.88
4	0.89
5	0.83
6	0.86
7	0.81
8	0.83

Le Tableau XIX (page 153) montre des valeurs de corrélation entre 0.80 et 0.91 pour les données de température (°C) cible et celles de sortie dans un intervalle de confiance de 0.95 (l'ellipse de confiance) (Figures 50-b à 53-b, pages 149 à 152). Cependant, les données de sortie souffrent d'un lissage des valeurs (des extrêmes) généralement pour les périodes d'été et d'hiver. Les graphiques en nuage de points (*scatterplot*) montrent les valeurs extrêmes maximales et respectivement minimales de sortie qui ne suivent pas exactement les variations extrêmes (« *peaks* ») des valeurs cibles.

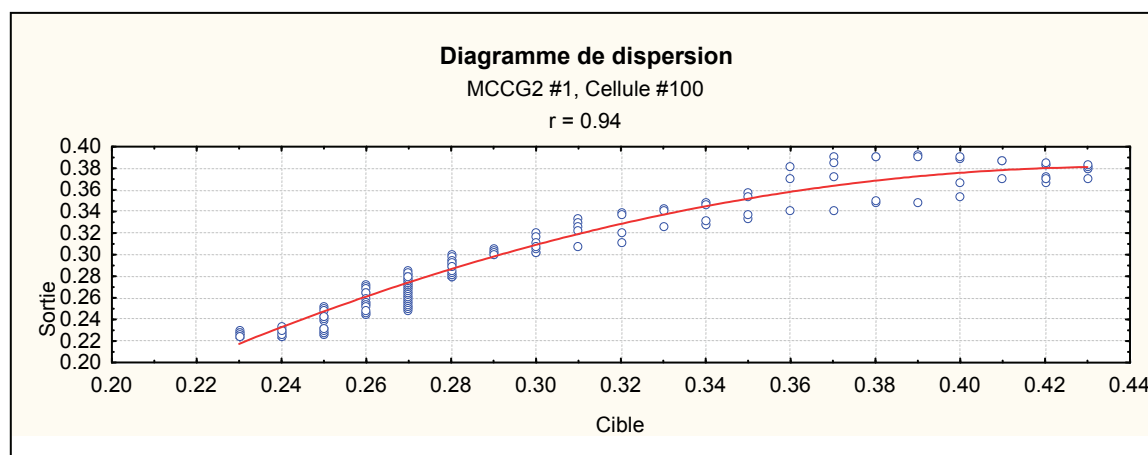
Ce lissage de valeurs indique qu'il y a une limite dans l'apprentissage du réseau neuronal et implicitement dans sa sensibilité de réponse (Figure 49, page 147, Tableau XVIII, page 147 et § 5.2.2). Cette observation confirme les conclusions similaires tirées par Duguay et coll. (1997), Pearson et coll. (1998), Cano et coll. (1999), Bierkens et coll. (2000), Leslie et coll. (2002), Best et coll. (2002) et Faraway (2002) concernant la capacité d'adaptation d'une fonction sigmoïdale et la sensibilité de réponse d'un réseau neuronal.

5.2.2.2 Humidité du sol et l'épaisseur de la neige

La Figure 54 et la Figure 55 (a, b) (pages 154 et 155) visualisent les valeurs de sortie versus cible et les corrélations pour les paramètres l'"Humidité du sol" et l'"Épaisseur de la neige". Les Tableaux IX et X (pages 110 et 116) exemplifient ces valeurs.

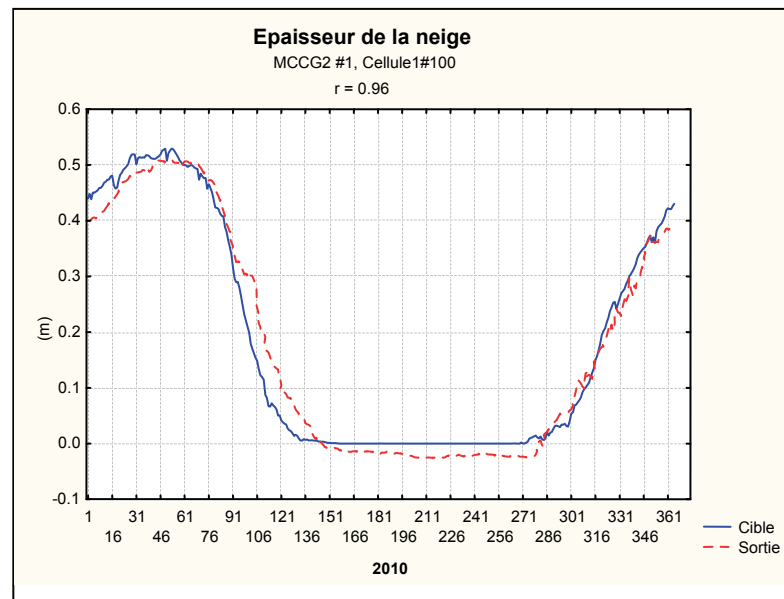


(a)

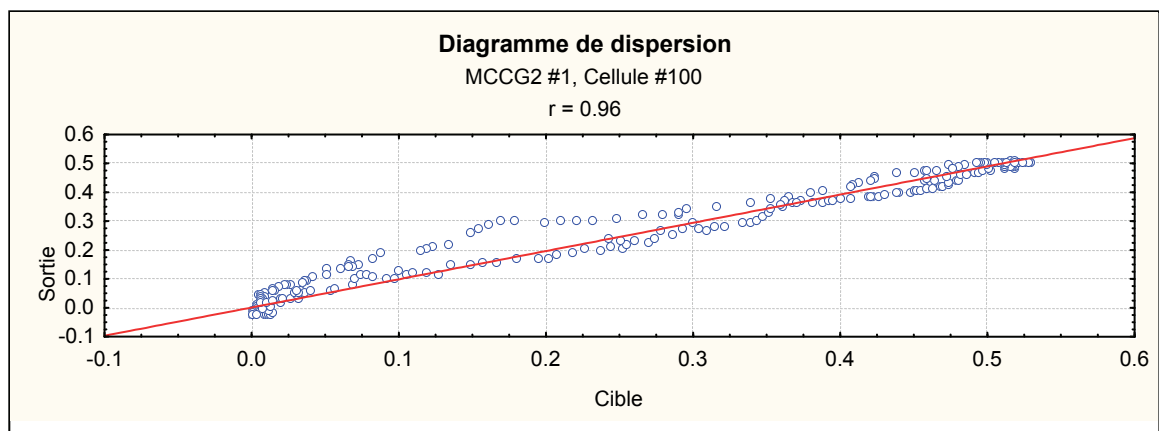


(b)

Figure 54 – a) La représentation des valeurs de sortie versus celles cible pour l'humidité du sol – MCG2 #1, cellule #100, l'année 2010), b) le graphique en nuage de points (*scatterplot*) avec une corrélation de 0.94.



(a)



(b)

Figure 55 – a) La représentation des valeurs de sortie versus celles cible pour l'épaisseur de la neige – MCCG2 #1, cellule #100, l'année 2010, b) le graphique en nuage de points (*scatterplot*) avec une corrélation de 0.90.

Tableau XX – Les valeurs de corrélation entre les valeurs-cible et les valeurs de sortie pour l'humidité du sol (%) (partiel)

	Sortie 1	Sortie 2	Sortie 3	Sortie 4	Sortie 5	Sortie 6	...	Sortie 196
Cible 1	0.96	0.95	0.95	0.73	0.75	0.94	...	0.97
Cible 2	0.96	0.95	0.95	0.73	0.75	0.94	...	0.97
Cible 3	0.97	0.95	0.96	0.73	0.76	0.95	...	0.97
Cible 4	0.63	0.57	0.65	0.90	0.91	0.74	...	0.63
Cible 5	0.63	0.57	0.65	0.90	0.91	0.74	...	0.63
Cible 6	0.96	0.94	0.94	0.74	0.76	0.95	...	0.97
Cible 7	0.96	0.94	0.94	0.74	0.76	0.95	...	0.97
Cible 8	0.97	0.95	0.95	0.75	0.77	0.96	...	0.98
Cible 9	0.98	0.97	0.96	0.73	0.75	0.95	...	0.99
Cible 10	0.98	0.97	0.96	0.72	0.74	0.95	...	0.99
Cible 11	0.98	0.97	0.96	0.71	0.73	0.95	...	0.99
Cible 12	0.98	0.97	0.97	0.71	0.74	0.95	...	0.99
...
Cible 196	0.98	0.98	0.97	0.72	0.74	0.95	...	0.99

Tableau XXI – Les valeurs de corrélation entre les valeurs-cible et les valeurs de sortie pour l'épaisseur de la neige (m) (partiel)

	Sortie 1	Sortie 2	Sortie 3	Sortie 4	Sortie 5	Sortie 6	...	Sortie 196
Cible 1	0.78	0.65	0.51	0.55	0.80	0.79	...	0.73
Cible 2	0.78	0.65	0.51	0.55	0.80	0.79	...	0.73
Cible 3	0.80	0.69	0.51	0.59	0.83	0.83	...	0.77
Cible 4	0.87	0.78	0.52	0.78	0.92	0.94	...	0.90
Cible 5	0.89	0.80	0.57	0.76	0.92	0.94	...	0.90
Cible 6	0.89	0.78	0.57	0.76	0.91	0.94	...	0.89
Cible 7	0.91	0.78	0.58	0.79	0.91	0.95	...	0.91
Cible 8	0.93	0.80	0.63	0.80	0.91	0.95	...	0.93
Cible 9	0.93	0.80	0.63	0.80	0.91	0.95	...	0.93
Cible 10	0.94	0.92	0.65	0.88	0.97	0.98	...	0.97
Cible 11	0.92	0.75	0.69	0.67	0.87	0.88	...	0.86
...
Cible 196	0.80	0.64	0.59	0.51	0.77	0.77	...	0.72

5.2.3 Désagrégation des données

La désagrégation des données représente l'étape finale du processus de l'obtention des données. Les données climatiques fournies par MCCG3 pour la période de 2010 à 2100 (à savoir : la température moyenne (°C), la température maximale (°C), la température minimale (°C), les valeurs d'humidité (%) et l'épaisseur de la neige (m)), ayant une résolution spatiale de 360 Km² ont été utilisées comme valeurs d'entrée pour les 8 Modèles Stochastiques Déterminés (MSD) obtenus après l'apprentissage. La désagrégation a été faite pour le modèle d'évolution climatique MCCG3 en utilisant les scénarios de forçage SRES A2, SRES A1B et SRES B1.

À l'intérieur de chaque MSD on retrouve un nombre de 196 réseaux neuronaux (Figure 56, page 157), chaque réseau ayant 5 entrées (5 nœuds d'entrée, un pour chaque valeur). Chaque jeu des valeurs de sortie a 5 classes de données-sortie : les valeurs de température (°C) (moyenne, maximale, minimale), les valeurs d'humidité (%) et les valeurs de l'épaisseur de la neige (m) pour la période de 2010 à 2100, à un pas journalier.

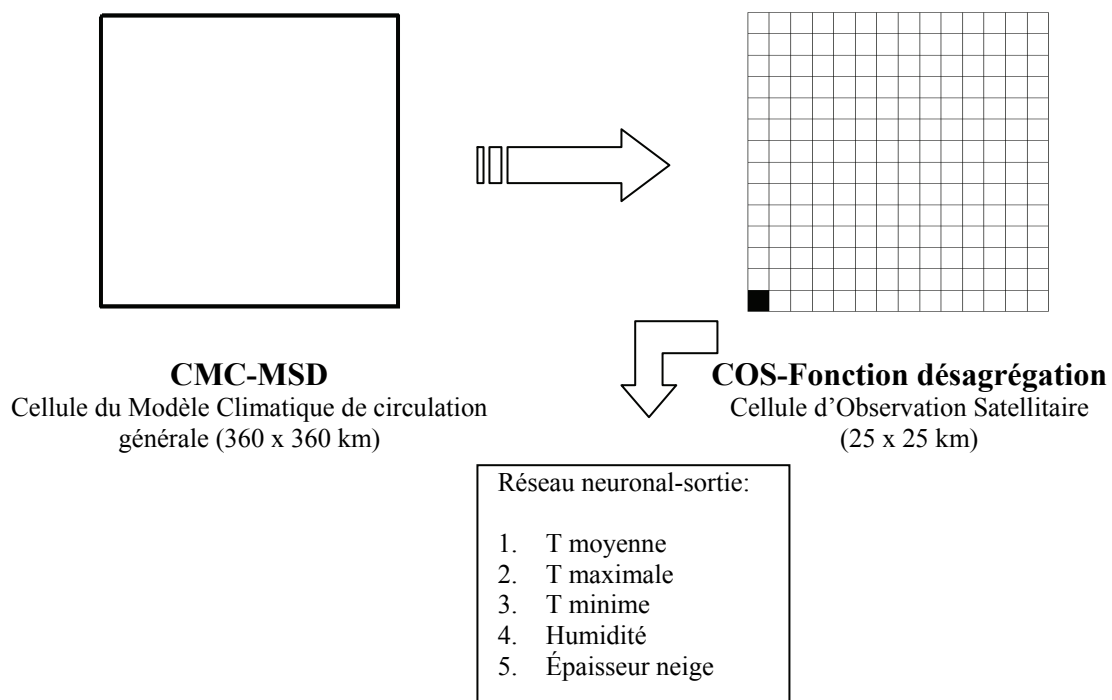


Figure 56 – Le schéma de données d'entrée – sortie.

En appliquant à l'entrée de chaque réseau neuronal ainsi formé (entraîné) les valeurs MCGG3, nous avons obtenu 196 jeux des données, un jeu pour chaque cellule de 25 Km² (Figure 56, page 157).

Finalement, nous avons obtenu (Figure 57, page 158 et Figure 58, page 160) :

- 33 945 valeurs pour chaque classe de donnée (2010 - 2100)
- 5 classes des données pour chaque cellule (25 Km²).
- 196 cellules pour chaque Modèle Stochastique Déterminé (cellule de 360 Km²).
- 8 MSD pour chaque scénario climatique
- 3 scénarios climatiques MCGG3 - SRES A2, SRES A1B, SRES B1.

La Figure 57 (page 158) montre l'évolution de la production des données (les nœuds de sortie) pour le Modèle Stochastique Déterminé 1 (MSD 1), par rapport à la variation des valeurs appliquées aux nœuds d'entrée (MCGG3, SRES A1B).

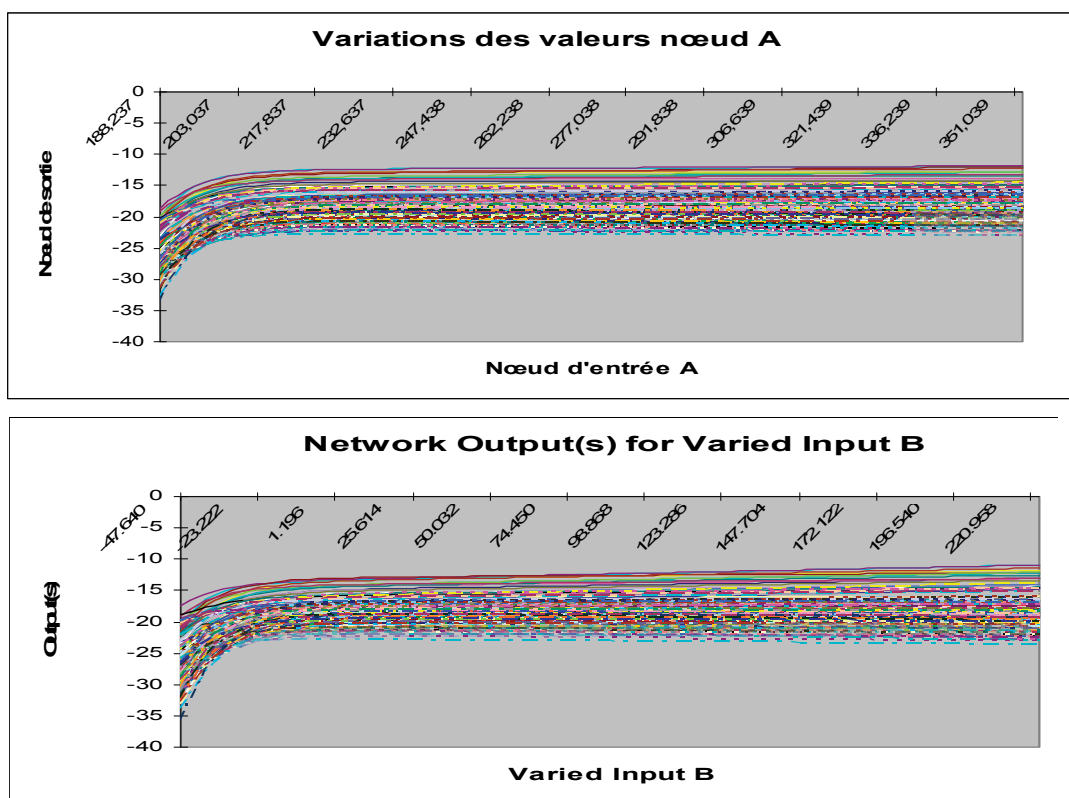


Figure 57 – MSD 1 : L'évolution de la production des données (MCGG3, SRES A1B)

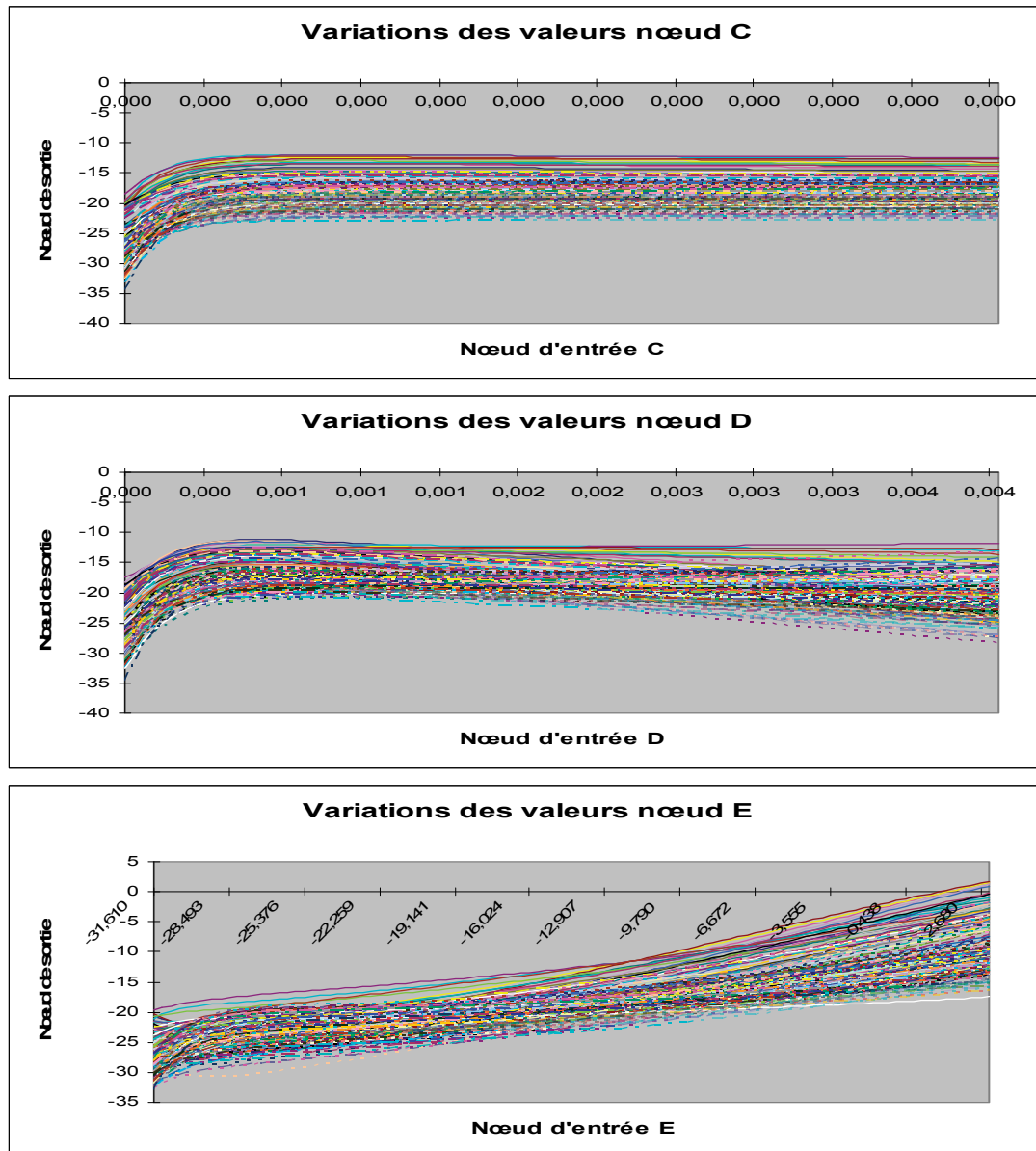


Figure 57 (suite) – MSD 1 : L'évolution de la production des données (MCCG3, SRES A1B).

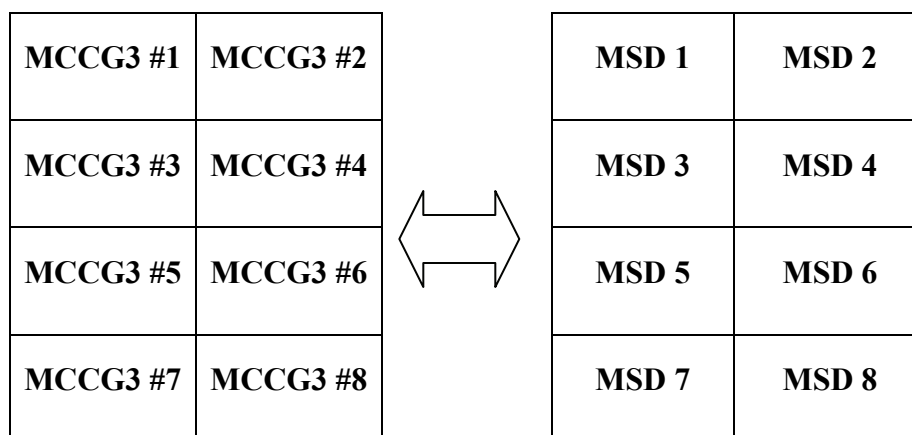


Figure 58 – La correspondance entre les cellules du Modèle Climatique de Circulation Générale (MCCG3) et le Modèle Stochastique Déterminé (MSD).

5.2.3.1 Indice de gel, indice de dégel

L'indice de gel et l'indice de dégel ont été calculés à partir des valeurs de température de l'air obtenues à la suite de la désagrégation des données climatiques des trois scénarios d'évolution climatique (MCCG3, SRES A2, SRES A1B et SRES B1). À l'aide de l'équation (3.8), nous avons calculé les valeurs "If*" et "It*" (voir § 5.2.3.1), l'indice de gel et respectivement l'indice de dégel, valeurs qui seront utilisées dans l'équation TTOP-A (4.11). Les valeurs "If*" et "It*" obtenues, ayant un pas temporel journalier pour la période 2010-2100, représentent les degrés-jours de gel et de dégel pour les 196 x 8 points considérés à l'intérieur du transect d'étude (Figure 35, page 107). Les calculs ont été faits pour les trois scénarios climatiques. Cependant, la visualisation de ces valeurs présente un problème d'interprétation en raison de la grande densité des données (33 945 valeurs x 196 cellules (25 Km²) x 8 MSD). Pour cette raison, nous avons concaténé des périodes de données de 10 ans et, par la suite, nous les avons visualisées. De plus, à des fins d'interprétation, nous avons calculé le rapport entre l'indice de gel et l'indice de dégel. Ce rapport montre l'évolution climatique (le refroidissement ou le réchauffement). Les Figures 59 à 66 (pages 161 à 168) montrent pour un scénario médian MCCG3 SRES A1B: a) l'évolution de l'indice de gel (°C), b) l'évolution de l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "l'indice de gel-l'indice de dégel".

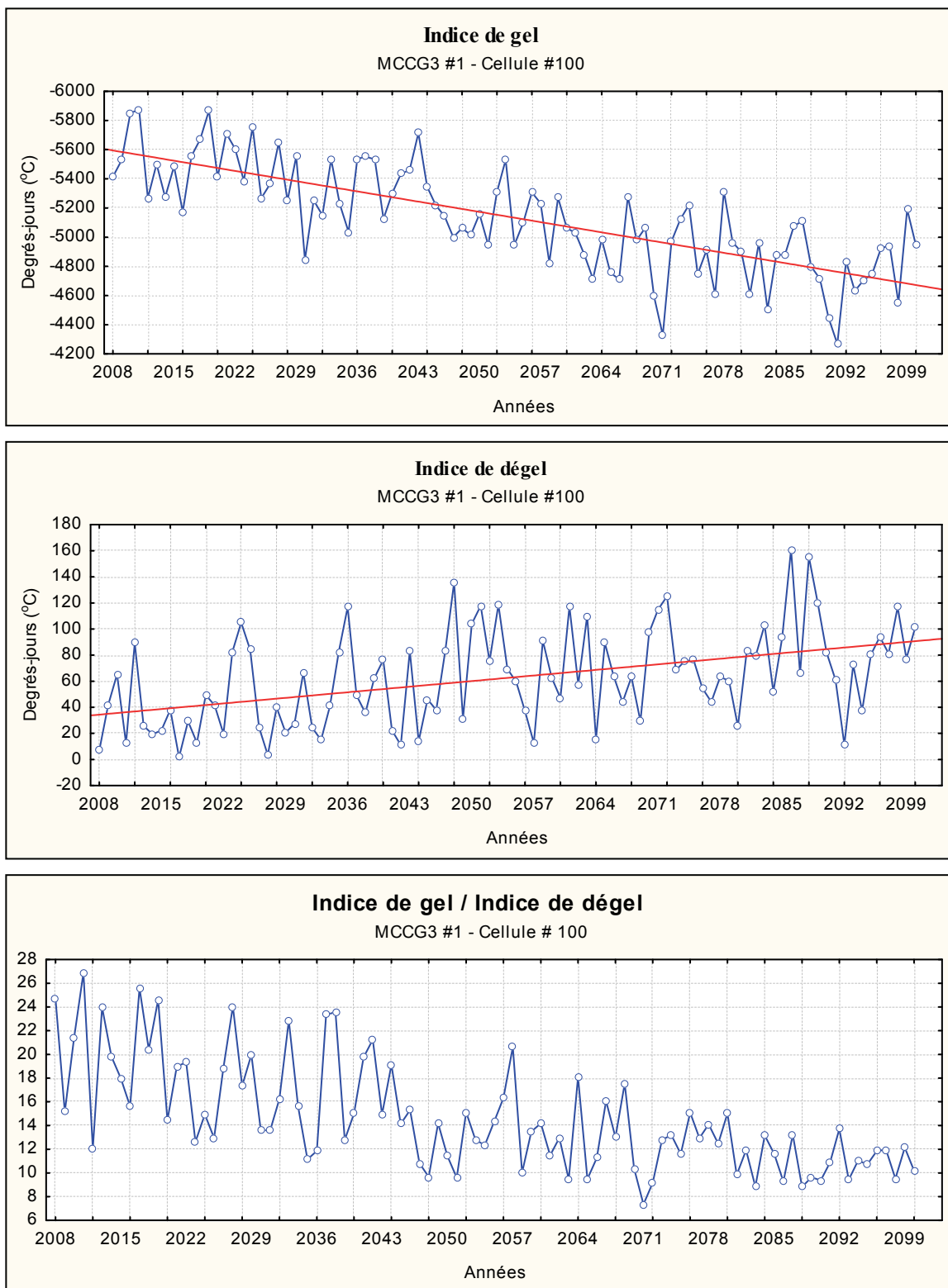


Figure 59 – MCG3, #1, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCG3, SRES A1B).

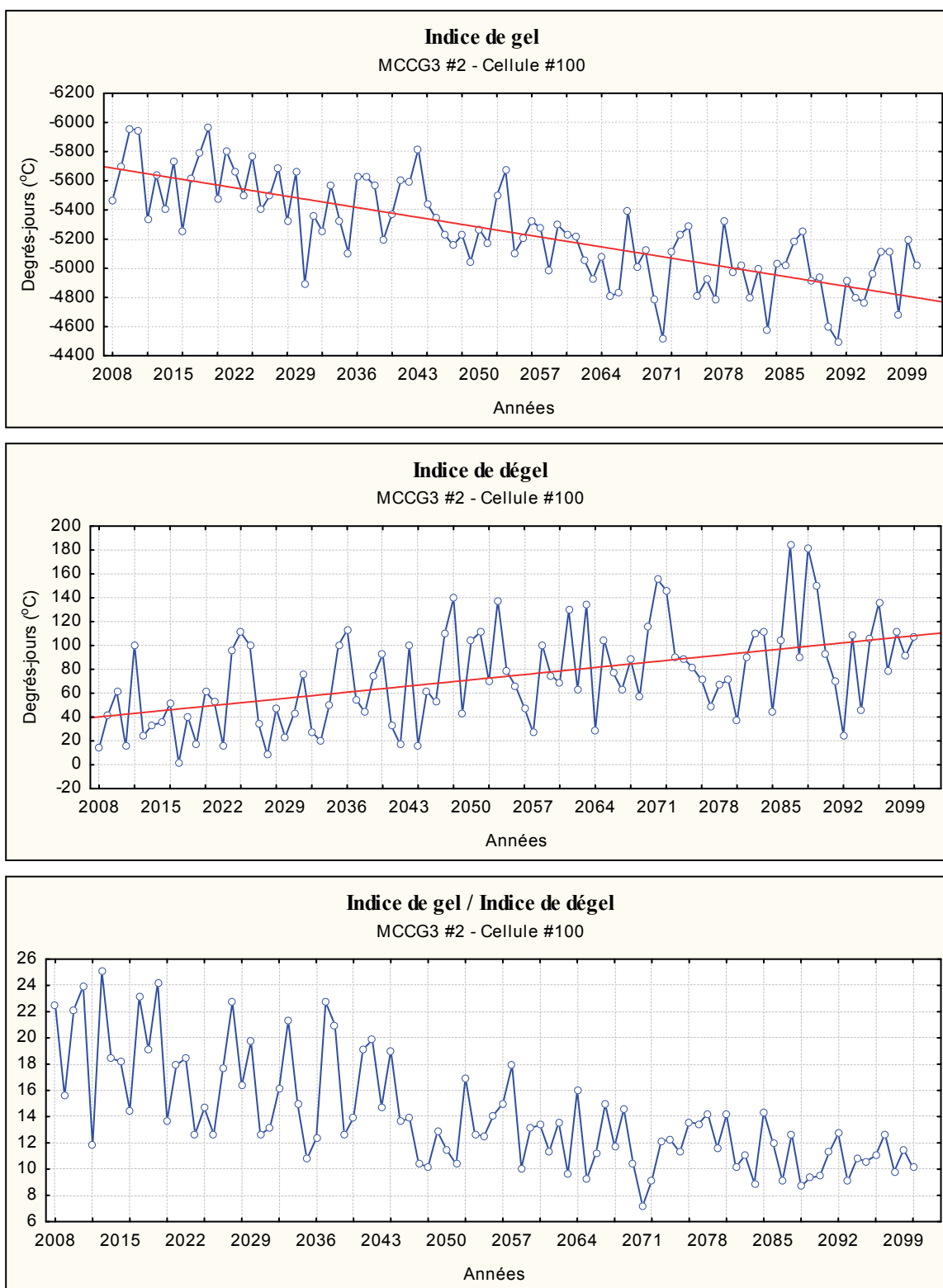


Figure 60 – MCG3, #2, cellule # 100 :a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCG3, SRES A1B).

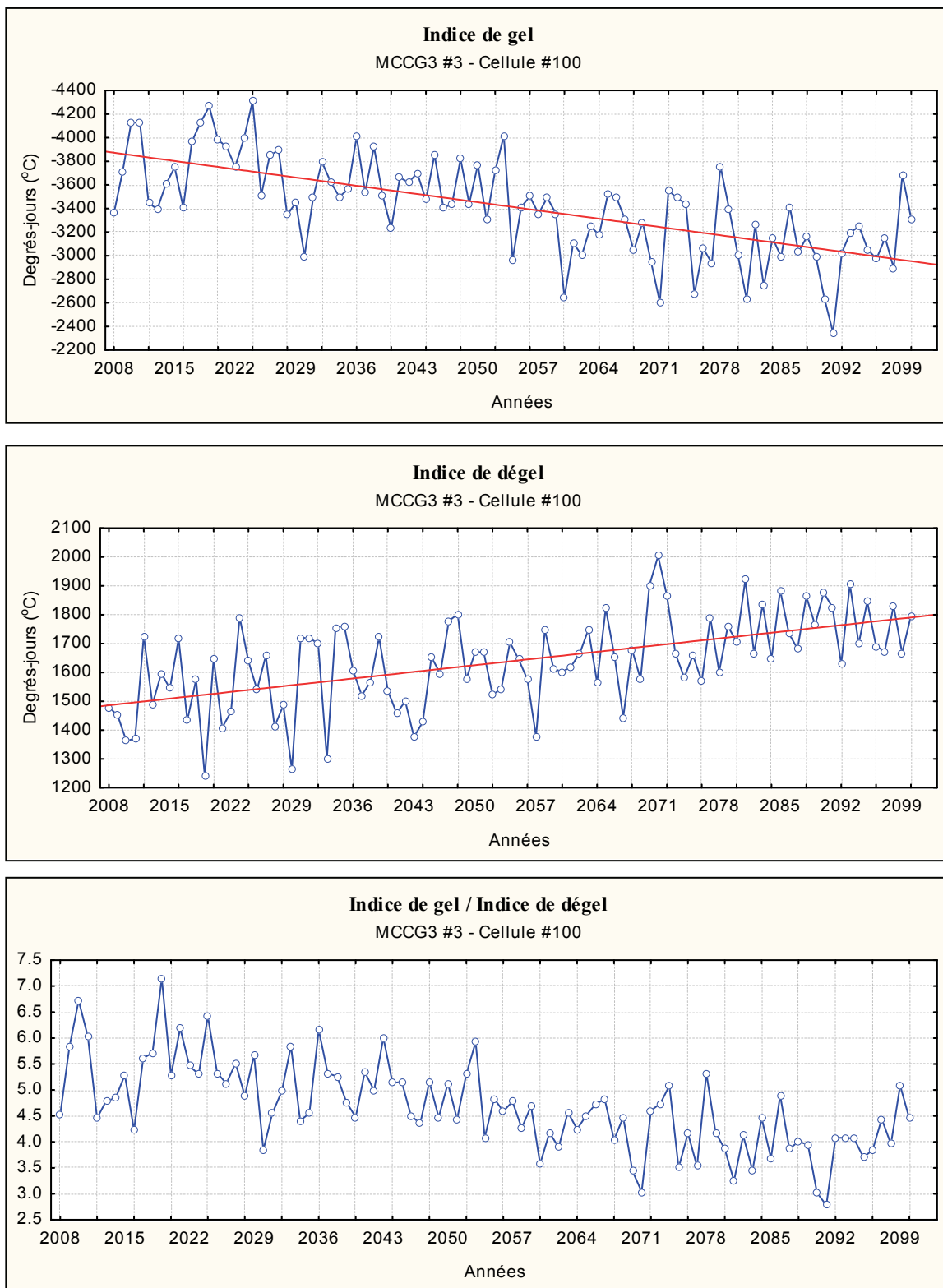


Figure 61 – MCGG3, #3, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).

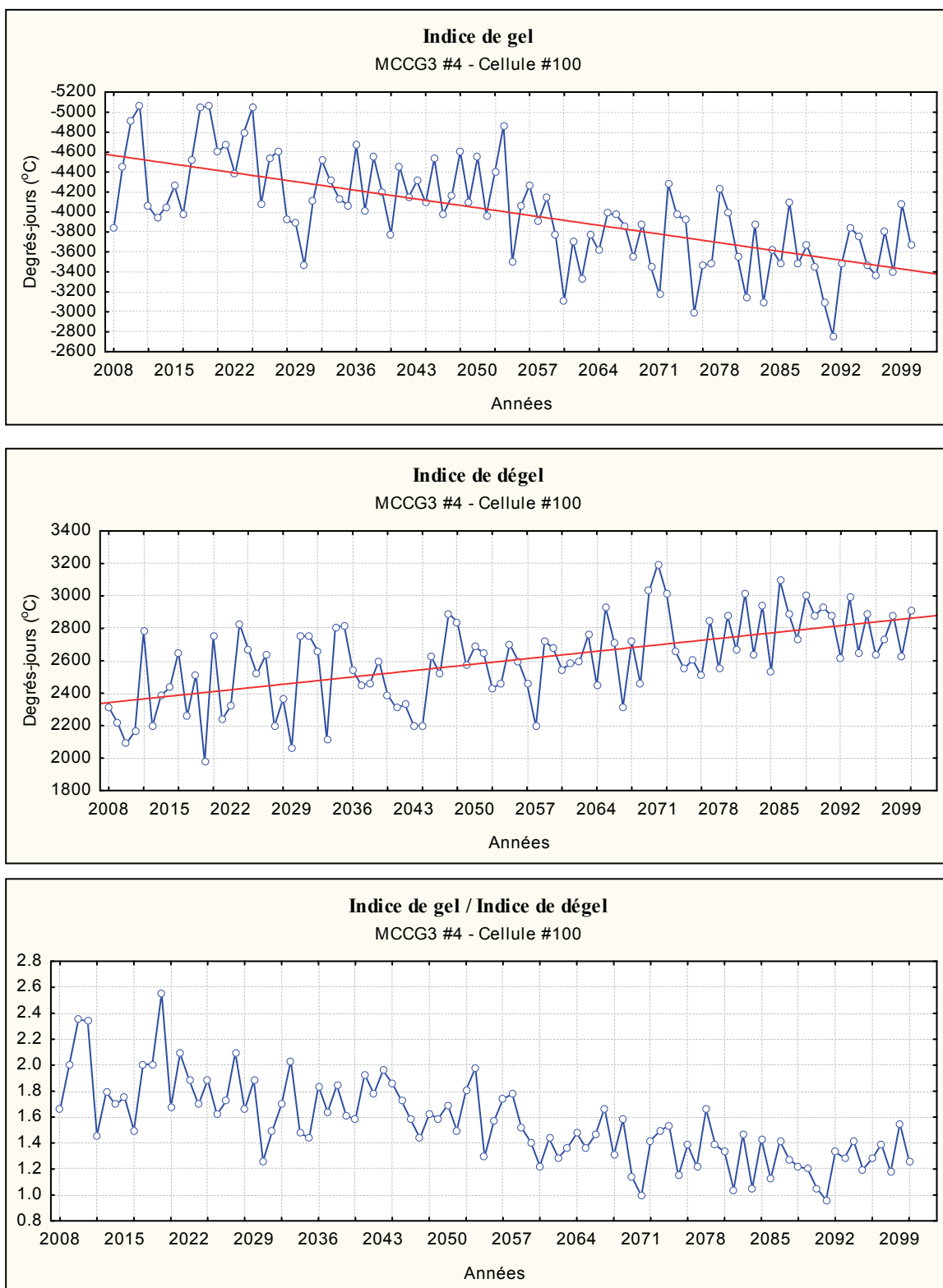


Figure 62 – MCGG3, #4, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).

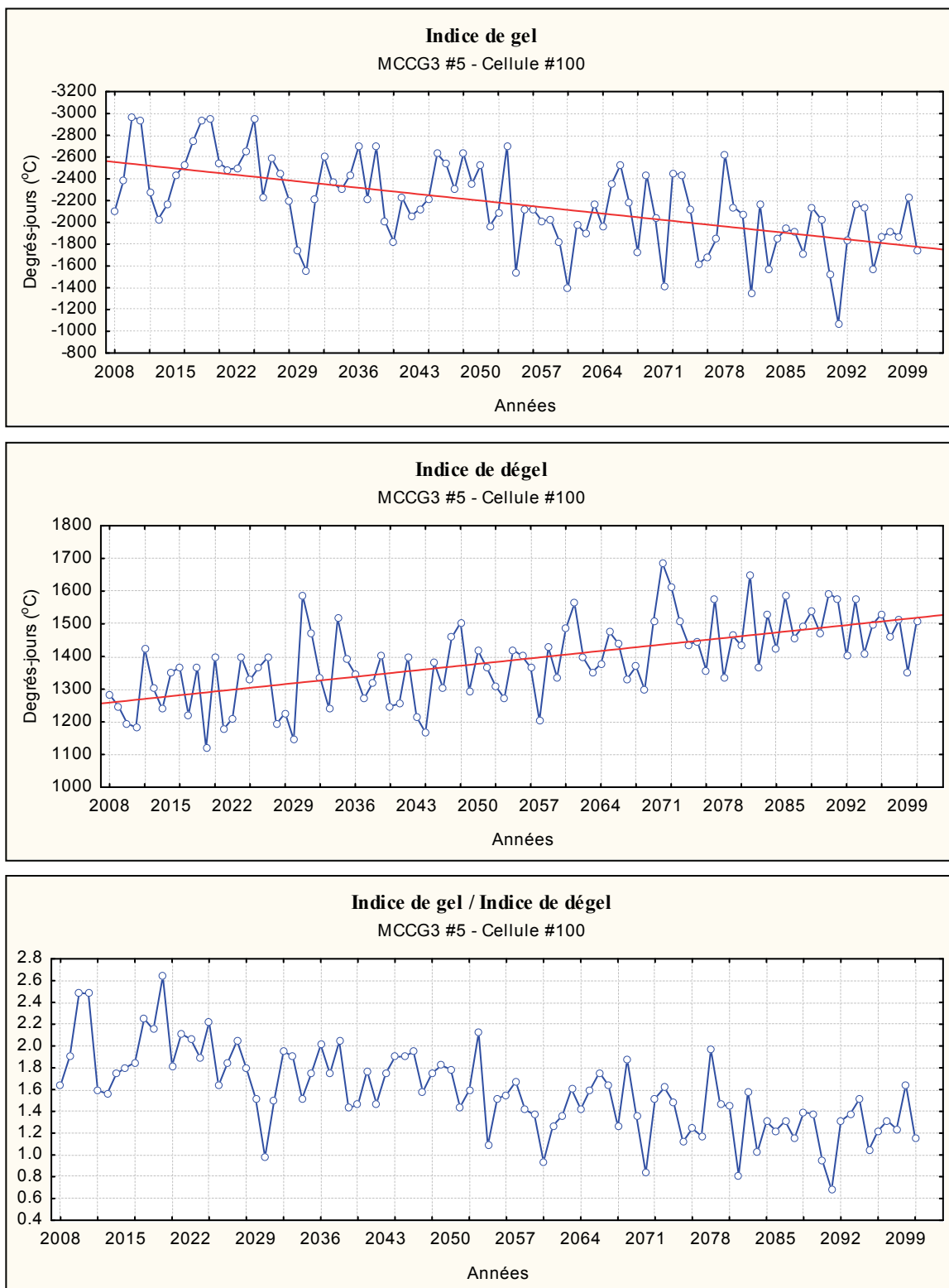


Figure 63 – MCG3, #5, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCG3, SRES A1B).

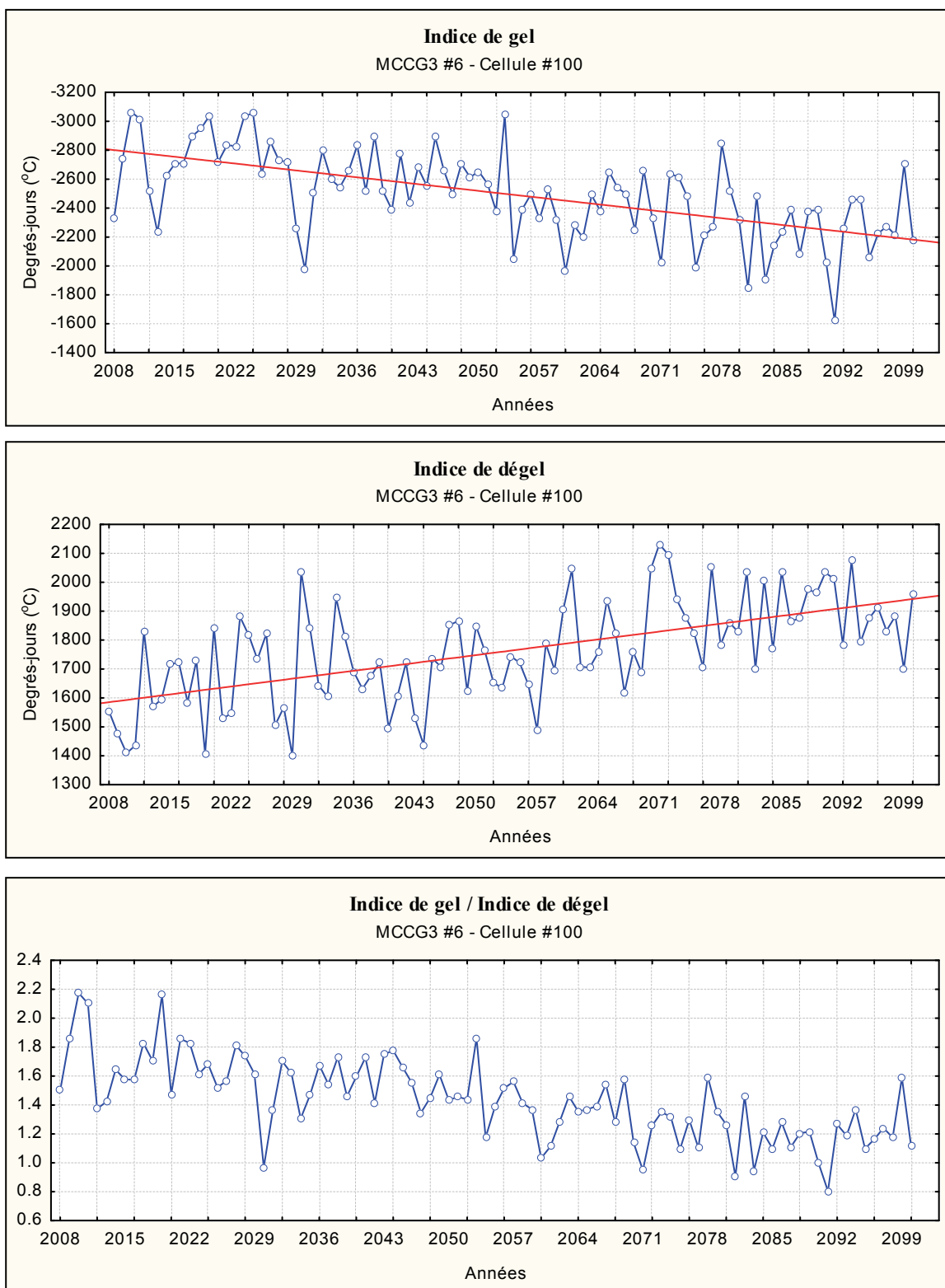


Figure 64 – MCGG3, #6, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).

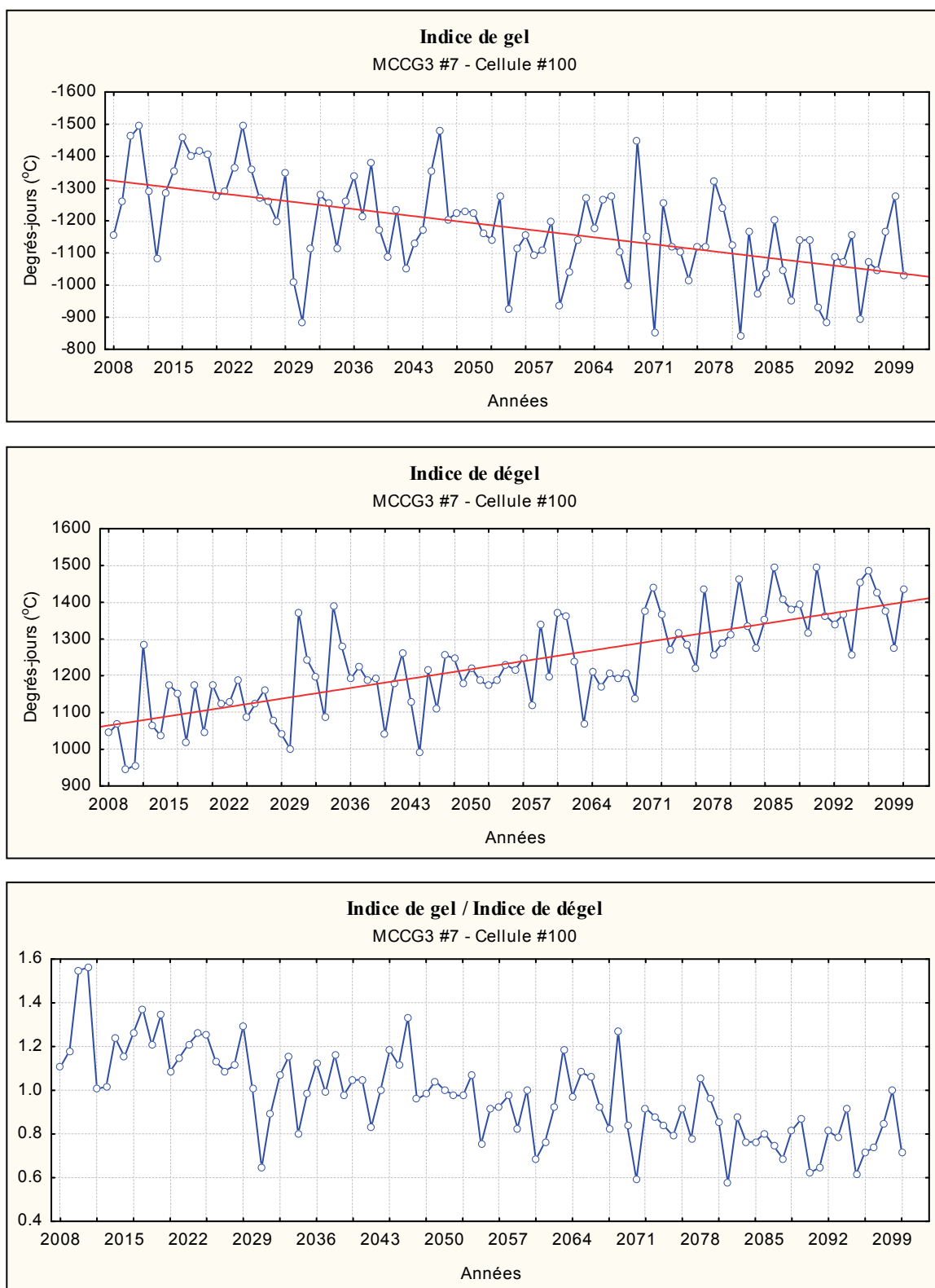


Figure 65 – MCGG3, #7, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCGG3, SRES A1B).

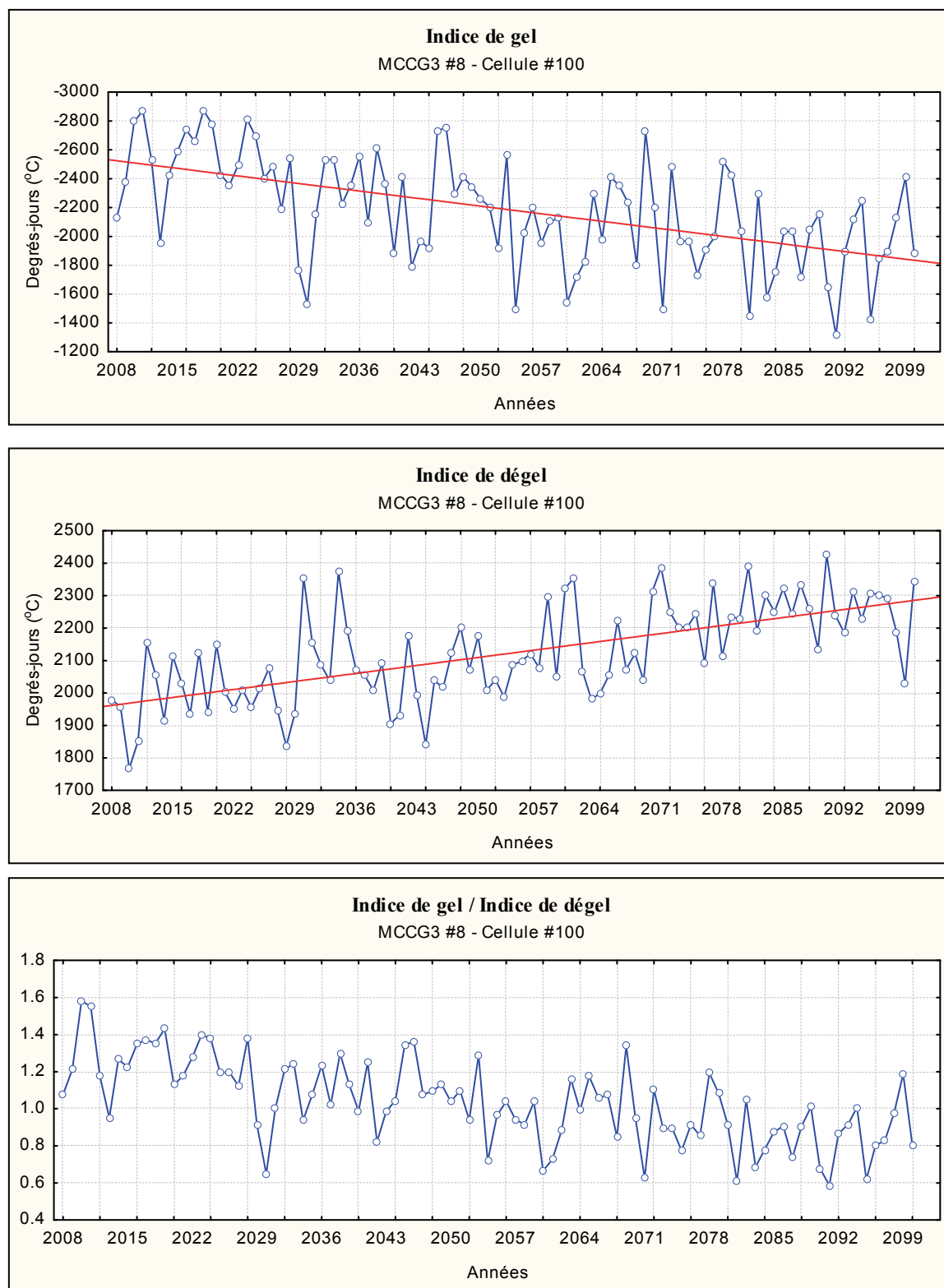


Figure 66 – MCG3, #8, cellule # 100 : a) L'indice de gel (°C), b) l'indice de dégel (°C) et c) le rapport "indice de gel/indice de dégel" (MCG3, SRES A1B).

L'évolution des valeurs de l'indice de gel pour la période 2010 - 2100, le scénario climatique MCCG3 forçage SRES A1B, montre une diminution de 300 à 1000 degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$), dépendamment de la position géographique de chaque cellule (les Figures 59-a à 66-a, pages 161 à 168). Cette diminution est de 13 % à 41 % plus accentuée pour le scénario d'évolution climatique MCCG3, SRES A2 (entre 450 et 1450 degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$)), et elle est sensiblement égale à celle du MCCG3, SRES B1. Les valeurs de l'indice de dégel ont une tendance opposée, à la hausse, et selon la position géographique considérée (les Figures 59-b à 66-b, pages 161 à 168).

Les valeurs du rapport « indice de gel/ indice de dégel », dans tous les scénarios climatiques considérés, montrent une tendance à la baisse (les Figures 59-c à 66-c, pages 161 à 168). Cependant, ce rapport devient sous-unitaire plus rapidement pour les cellules MCCG3 #5, MCCG3 #6 et MCCG3 #7, MCCG3 #8 du modèle (MSD5, 6, 7, 8) et il indique que le réchauffement climatique sera ressenti plus fort à une latitude de 60° – 65° par rapport à des latitudes plus nordiques, où l'effet du réchauffement sera moindre [Ccmac (2009), GIEC (2001)]. De plus, si pour la partie sud du modèle (Figure 58, page 160) pour les scénarios MCCG3, SRES A1B et SRES B1 le rapport "nt*/nf*" devient sous-unitaire autour des années 2050-2060, pour le scénario MCCG3, SRES A2 ce rapport est sous-unitaire à partir des années 2040-2045. Ceci indique que le nombre de degrés-jour de dégel sera plus grand que celui de gel et que le dégel, pour la position géographique considérée, commencera approximativement 10 ans plutôt.

5.2.3.2 Humidité du sol

Les valeurs d'humidité du sol (%) sont fournies par l'étape de désagrégation des données à un pas temporel journalier pour la période de 2010 à 2100. Une fois que les 8 Modèles Stochastiques Détermines (MSD) ont été créés dans la phase d'apprentissage (voir § 4.1 – Étapes 1 à 3) nous les avons utilisés avec les données d'humidité de sol (%) fournies par le MCCG3 (SRES A1, SRES A1B, SRES B2) pour la période 2010-2100 à une résolution spatiale de 360 km et à un pas temporel journalier. Comme suite à cette désagrégation, nous avons obtenu 33 945 valeurs x 196 cellules (25 Km^2) x 8 MSD x 3

scénarios SRES. Pour faciliter l'observation et l'interprétation des résultats, les valeurs de sortie (obtenues) ont été représentées dans un système de coordonnées cartésiennes et polaires (Figure 68, page 171).

La Figure 67 (page 170) montre un exemple d'évolution des valeurs d'humidité du sol (%) pour la cellule #100 (25 Km²), MSD 1, a) pour la période 2010 - 2100 avec b) le détail de la période 2010 - 2020 (MCCG3, SRES A1B).

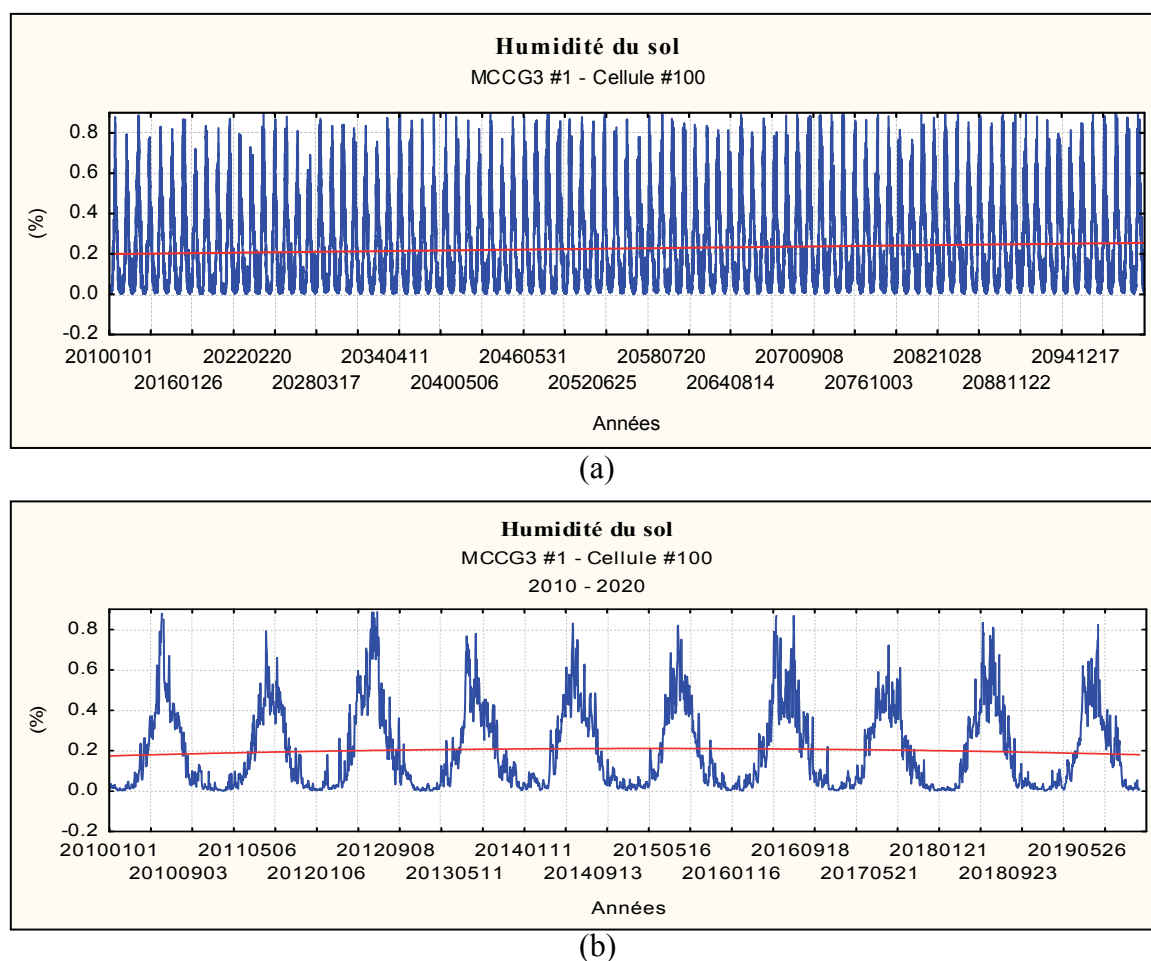


Figure 67 – Les valeurs d'humidité (%) pour la cellule #100, MCCG3, #1, SRES A1B : a) la période 2010-2100, b) détail pour la période 2010-2020 (coordonnées cartésiennes)

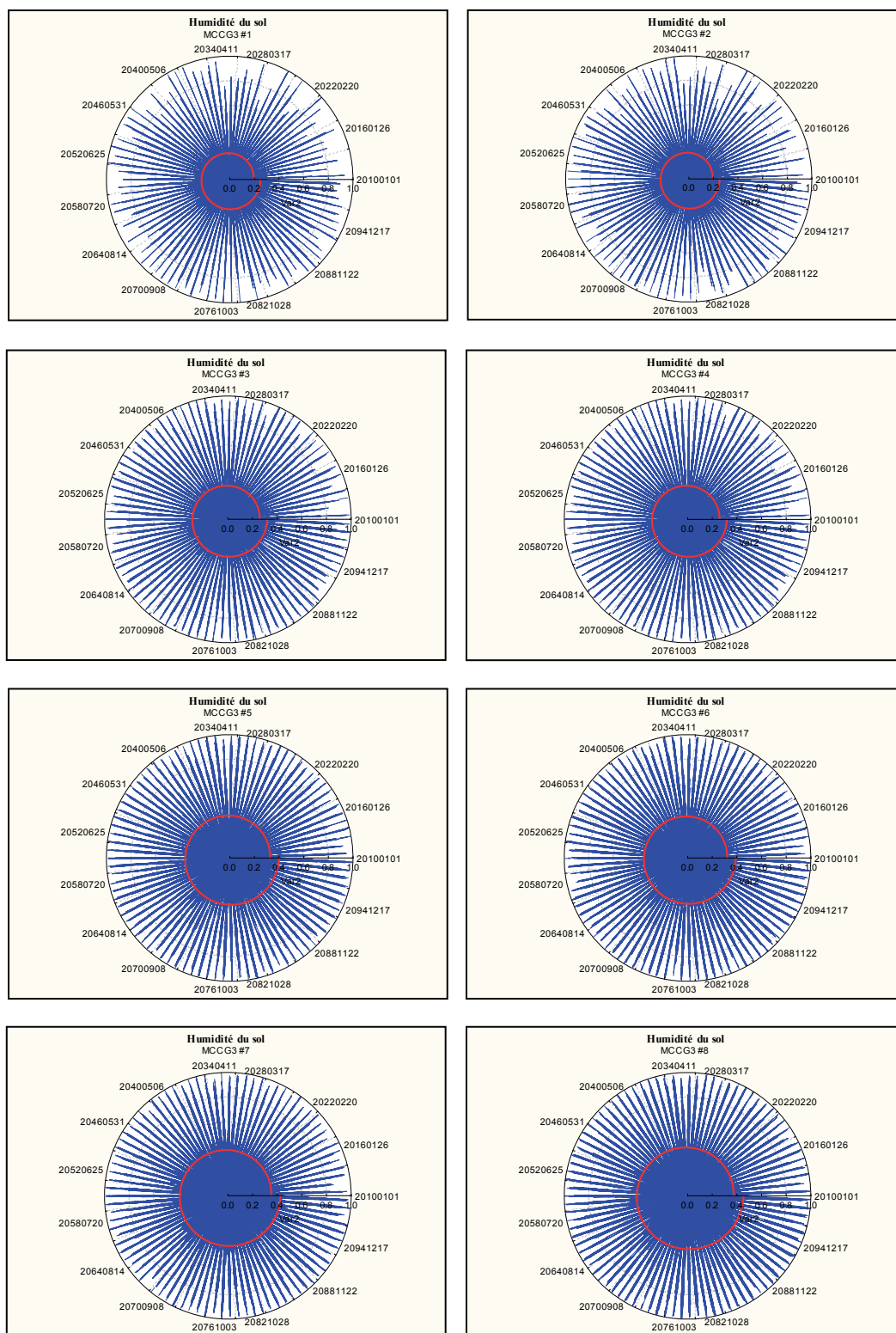
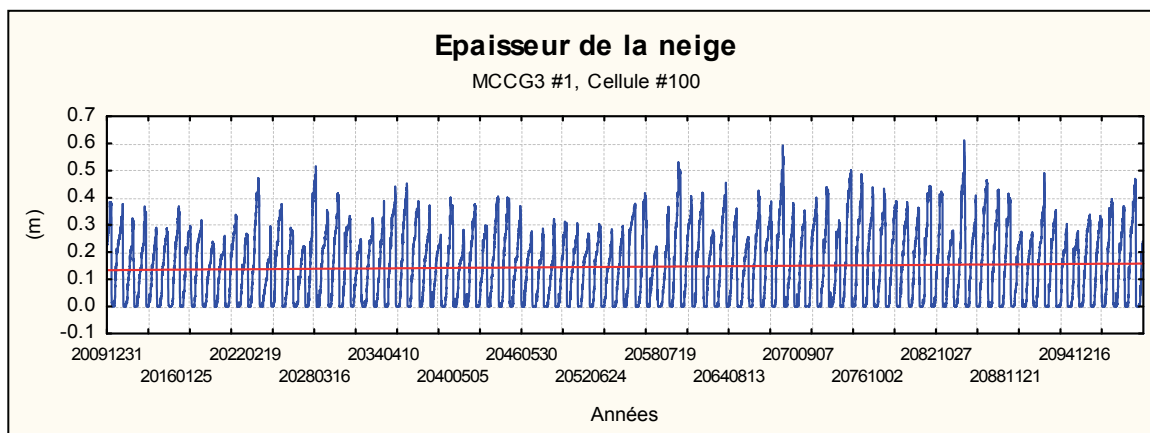


Figure 68 – Les valeurs d'humidité (%) (bleu) pour la période 2010-2100 (cellule #100, MCG3 #1 à #8, dans un scénario d'évolution climatique MCG3, SRES A1B), avec une visualisation de la tendance des valeurs (%) (rouge) (représentation polaire).

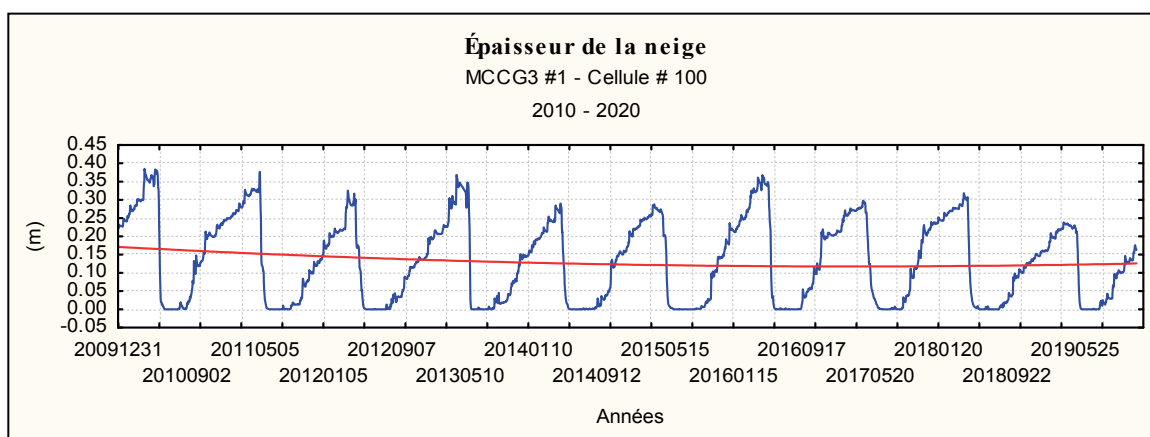
Les valeurs d'humidité (%) (Figure 68, page 171, la ligne rouge) montrent, sans exception et pour tous les scénarios considérés, une tendance à la hausse. Cette augmentation des valeurs est légèrement plus grande pour la partie sud du modèle, fait qui confirme les prédictions du Modèle Climatique de Circulation Générale (MCCG3).

5.2.3.3 Épaisseur de la neige

Les valeurs de l'épaisseur de la neige (m) sont fournies par l'étape de désagrégation des données à un pas temporel journalier pour la période de 2010 à 2100 (Figure 69, page 173). Une fois que les 8 Modèles Stochastiques Détermines (MSD) ont été créés dans la phase d'apprentissage (voir § 4.1 – Étapes 1 à 3) nous les avons utilisés avec les données de l'épaisseur de la neige (m) fournies par le MCCG3 (SRES A1, SRES A1B, SRES B2) pour la période 2010-2100 à une résolution spatiale de 360 km et à un pas temporel journalier. Comme suite à cette désagrégation, nous avons obtenu 33 945 valeurs x 196 cellules (25 Km^2) x 8 MSD x 3 scénarios SRES. Pour faciliter l'observation et l'interprétation des résultats, les valeurs de sortie (obtenues) ont été représentées dans un système de coordonnées polaires (Figure 70, page 174).



(a)



(b)

Figure 69 – Les valeurs d'épaisseur de la neige (m) pour la cellule #100, MCCG3, #1, SRES A1B : a) la période 2010-2100, b) détail pour la période 2010-2020 (coordonnées cartésiennes).

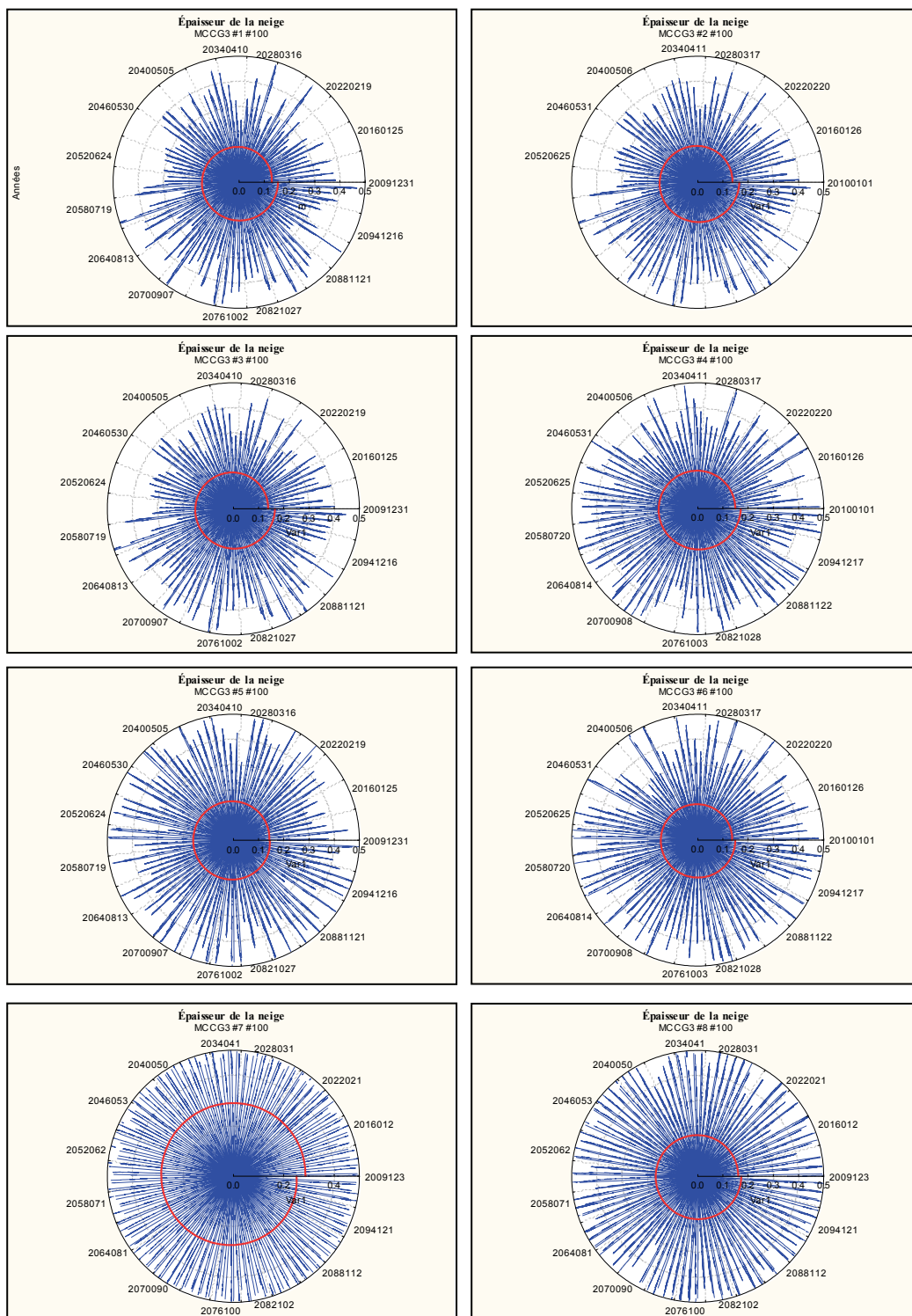


Figure 70 – Les valeurs d'épaisseur de la neige (m) (bleu) pour la période 2010-2100 pour la cellule #100, MCCG3 #1 à #8, dans un scénario d'évolution climatique MCCG3, SRES A1B, avec une visualisation de la tendance des valeurs (m) (la ligne rouge) (représentation polaire).

La Figure 70 (page 174) montre une diminution des valeurs de l'épaisseur de la neige de 3 % à 6 % pour la partie nord de la zone d'étude (MCCG3 #1 à #4); par contre, pour la partie sud du modèle (MCCG3 #7 à #8), l'épaisseur de la neige varie d'une cellule à l'autre en fonction de la position géographique de celle-ci. Malgré le fait que ces valeurs représentent un paramètre important dans l'équation TTOP-A [Nicholson et Granberg (1973), Smith et Riseborough (1996), Brown et coll. (2001) (2009)], la simulation du processus (la paramétrisation) d'enneigement, d'accumulation ou de transport de la neige reste difficile parce qu'elle doit prendre en considération la topographie locale, la couche de végétation, les accumulations, la direction et la force du vent, la structure de la neige, le nombre des couches, autres.

Néanmoins, l'approche proposée dans cette étude élimine l'interdépendance entre les valeurs d'épaisseur de la neige calculées par les méthodes de l'interpolation [Smith et Riseborough (1996), Bierkens et coll. (2000), Faraway (2000), Busuioc et coll. (2001)].

5.2.4 Calcul des valeurs de « degrés-jours » à la surface de pergélisol

Le calcul des valeurs de degrés-jours (°C) représente la dernière étape dans la phase intermédiaire de calcul.

Pour chaque cellule COS (25 Km²) nous avons obtenu :

- La température moyenne (°C)
- La température maximale (°C)
- La température minimale (°C)
- L'humidité du sol (%)
- L'épaisseur de la neige (m)
- Le facteur de gel (degrés-jours) (°C)
- Le facteur de dégel (degrés-jours) (°C)
- Le rapport "indice gel/indice dégel"
- Le type de sol
- Le type de pergélisol
- L'épaisseur du pergélisol (m)

En utilisant l'équation (5.1) nous avons calculé la valeur annuelle de degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$) à la surface du pergélisol (0°C température de base)

$$(T_{TOP} - A)^{\Delta} = (r_k * n_t * I_t) - (n_f * I_f) \quad (^{\circ}\text{C}) \quad (5.2)$$

où $(T_{TOP} - A)^{\Delta}$ représente la valeur en degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$) calculée à partir des nouvelles données TTOP-A.

Les Figures 71, 72 et 73 (pages 176 et 177) visualisent ces valeurs pour 2010 et 2100 selon le modèle MCGG3 et les scénarios de forçage SRES A1B, SRES A2 et SRES B1. Le Tableau XXII (page 178) montre un exemple de format des valeurs degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$) (MCGG3, SRES A1B).

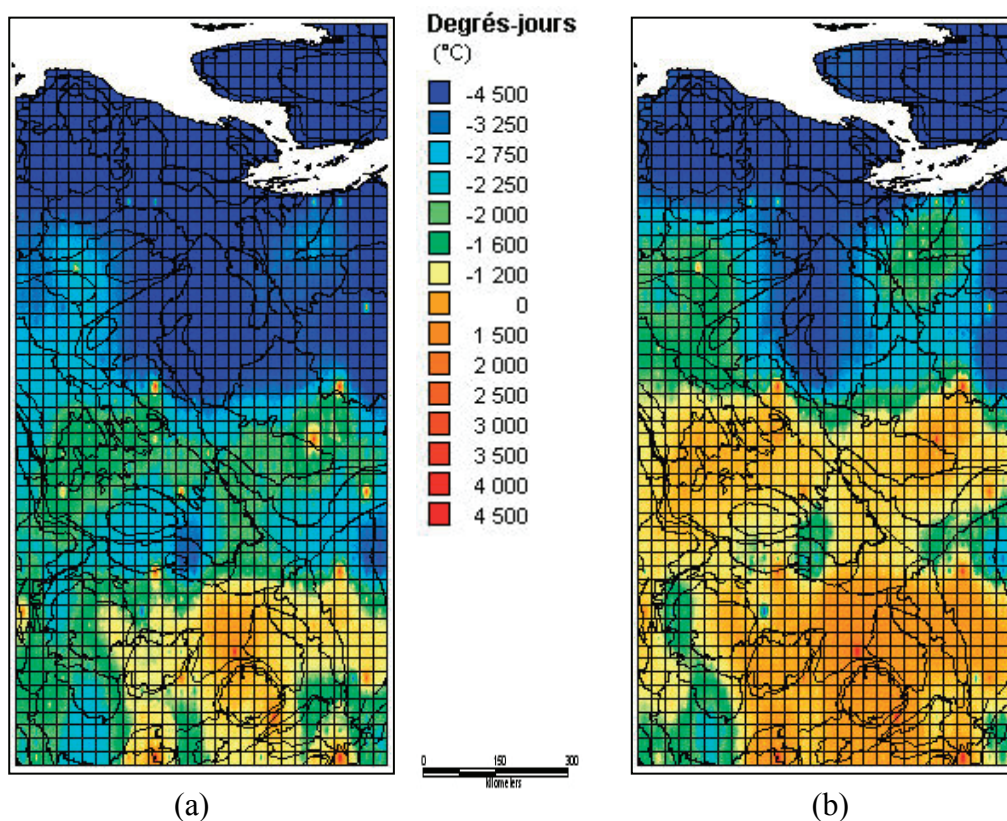


Figure 71 – Les valeurs degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$) à la surface du pergélisol pour le scénario MCGG3, SRES A1B (0°C température de base) : a) 2010, b) 2100.

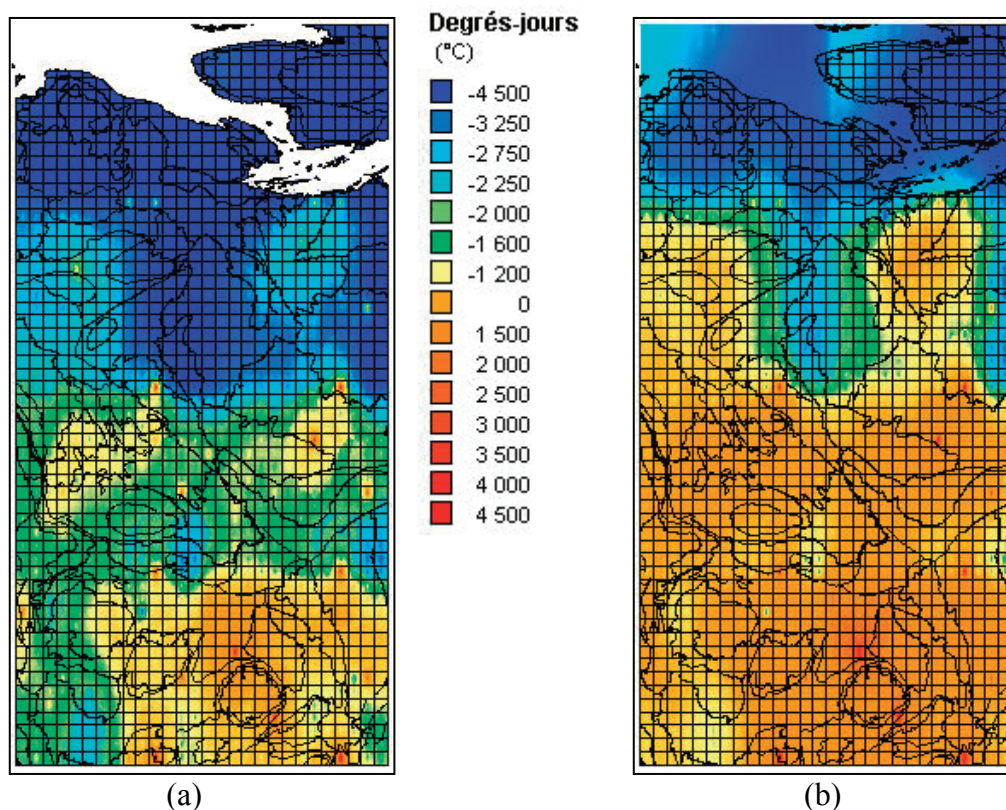


Figure 72 – Les valeurs degrés-jours (°C) à la surface du pergélisol pour le scénario MCGG3, SRES A2 (0°C température de base) : a) 2010, b) 2100.

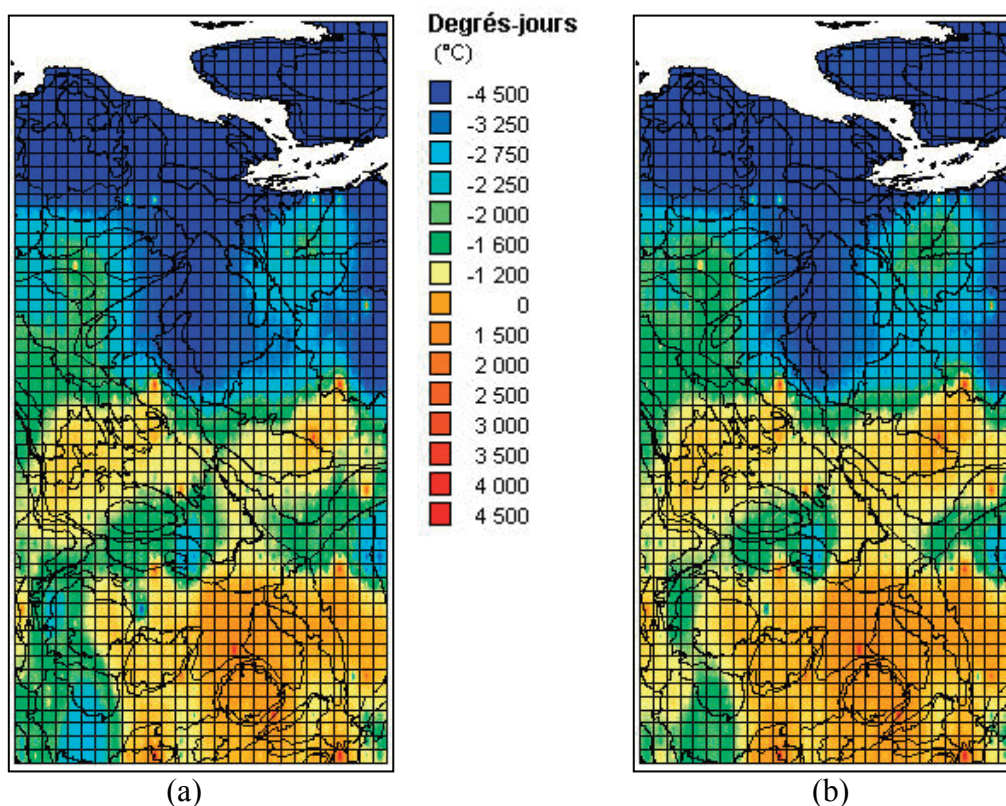


Figure 73 – Les valeurs degrés-jours (°C) à la surface du pergélisol pour le scénario MCGG3, SRES B2 (0°C température de base) : a) 2010, b) 2100.

Tableau XXII – Tableau des valeurs de degrés-jours ($^{\circ}\text{C}$) (0°C température de base) (MCCG3, SRES A1B) (partiel)[illegible]

5.3 Résultats finaux

Le cheminement de calcul se conclut par l'obtention des résultats finaux et par leur visualisation. Étant donné que cette étude s'inspire des travaux de Smith et Riseborough (1996), Riseborough (2001) et Smith et Riseborough (2002a), nous essayons de présenter les résultats finaux dans le même concept et en utilisant le même format de visualisation que les auteurs du modèle TTOP (à savoir : la carte des températures à la surface du pergélisol et, par la suite, la carte de l'état du pergélisol pour 2100). On rappelle que les objectifs principaux de ce travail sont : i) le calcul et la production des cartes des valeurs de température à la surface du pergélisol et ii) l'estimation de l'évolution du pergélisol pour 2100 en utilisant une résolution spatiale de 25 km à l'échelle de la zone d'étude.

Néanmoins, nous allons essayer d'aller plus loin dans cette étude et apporter un nouveau regard sur l'évolution de la zone pergélisolée prenant en considération son épaisseur, le moment du commencement de dégel et les paramètres du forçage SRES (A2, A1B, B1) pour le scénario climatique MCCG3.

Ce chapitre compte deux volets :

- L'évolution de la température à la surface du pergélisol pour la période de 2010 à 2100 ainsi que les cartes afférentes.
- Les valeurs de l'épaisseur de pergélisol pour 2100 et les cartes thématiques afférentes.

Les résultats sont présentés à l'aide des tableaux des données, des cartes et des cartes thématiques pour les trois scénarios d'évolution climatique considérés MCCG3 SRES A2, MCCG3 SRES A1B et MCCG3 SRES B1 (voir aussi **Annexe K**).

5.3.1 Évolution de la température à la surface du pergélisol pour la période de 2010 à 2100

Nous utilisons les valeurs annuelles des degrés-jours (°C) obtenues antérieurement (§ 5.2.4) pour déterminer les valeurs de température (°C) annuelles à la surface du pergélisol pour la période de 2010 à 2100.

La valeur moyenne annuelle de la température à la surface du pergélisol est :

$$(T_{TOP} - A)_i = \frac{(T_{TOP} - A)_i^{\Delta}}{P} \quad (^\circ\text{C}) \quad (5.3)$$

où $(T_{TOP} - A)$ est la valeur de température à la surface du pergélisol (°C), $(T_{TOP} - A)^{\Delta}$ représente la valeur de degrés jours (°C) pour une année, P est le nombre de jours dans une année et i est l'année considérée $i = 1, 2, 3, \dots, n$.

En appliquant l'équation (4.2) pour chaque cellule COS (25 Km²) nous avons obtenu une valeur moyenne annuelle de température (°C) pour la période de 2010 à 2100 pour les trois scénarios de forçage climatique considérés.

Les Figures 70 à 79 (pages 181 à 186) visualisent les cartes de température (°C) à la surface du pergélisol pour les années 2010 et 2100, ainsi que les cartes d'évolution de température (°C) à un pas temporel de 10 ans avec une exemplification de données dans le Tableau XXIII (page 188).

La Figure 80 (page 187) montre, en synthèse, les trois cartes de température (°C) à la surface du pergélisol obtenues pour 2100.

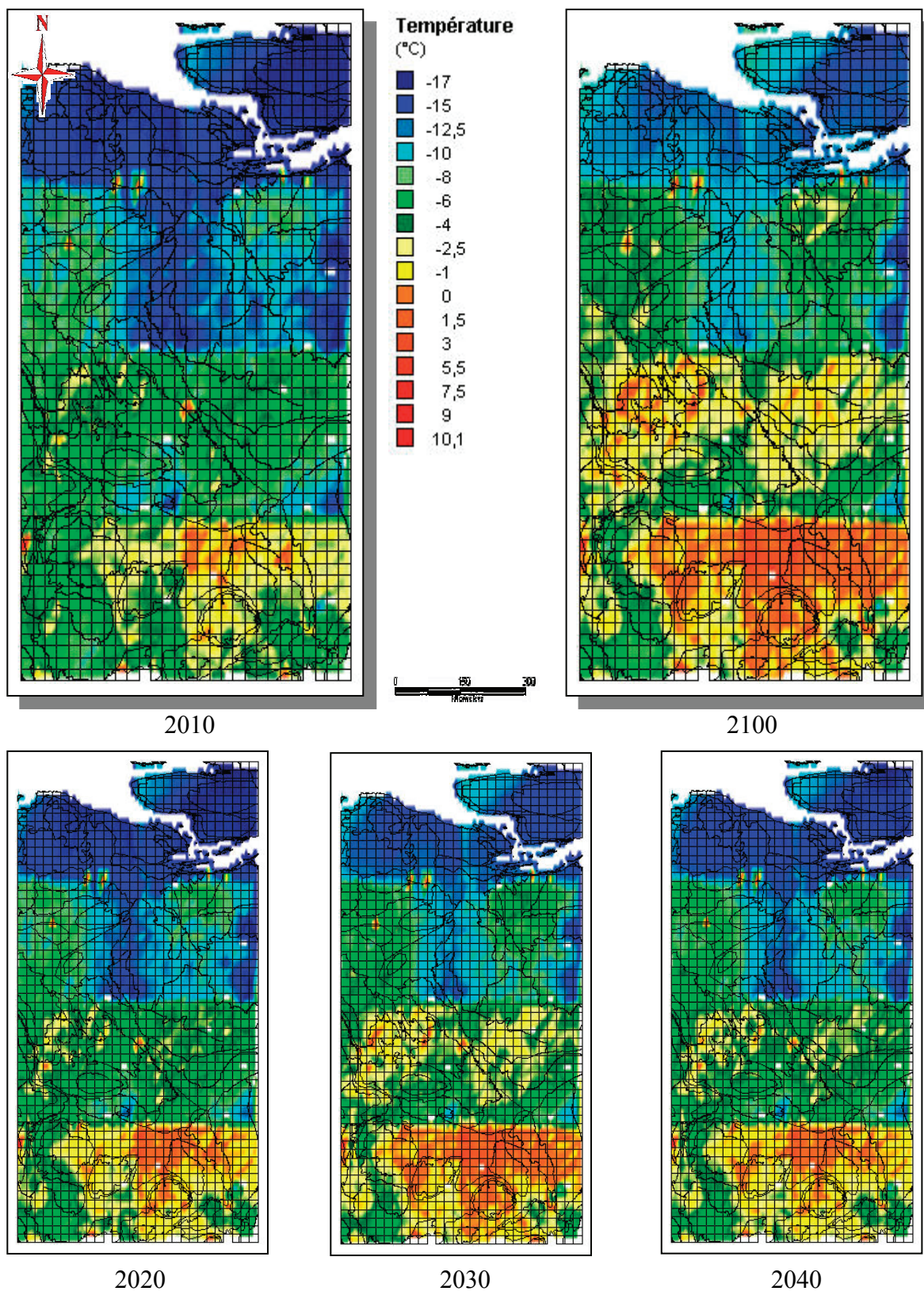


Figure 74 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCGG3 SRES A1B.

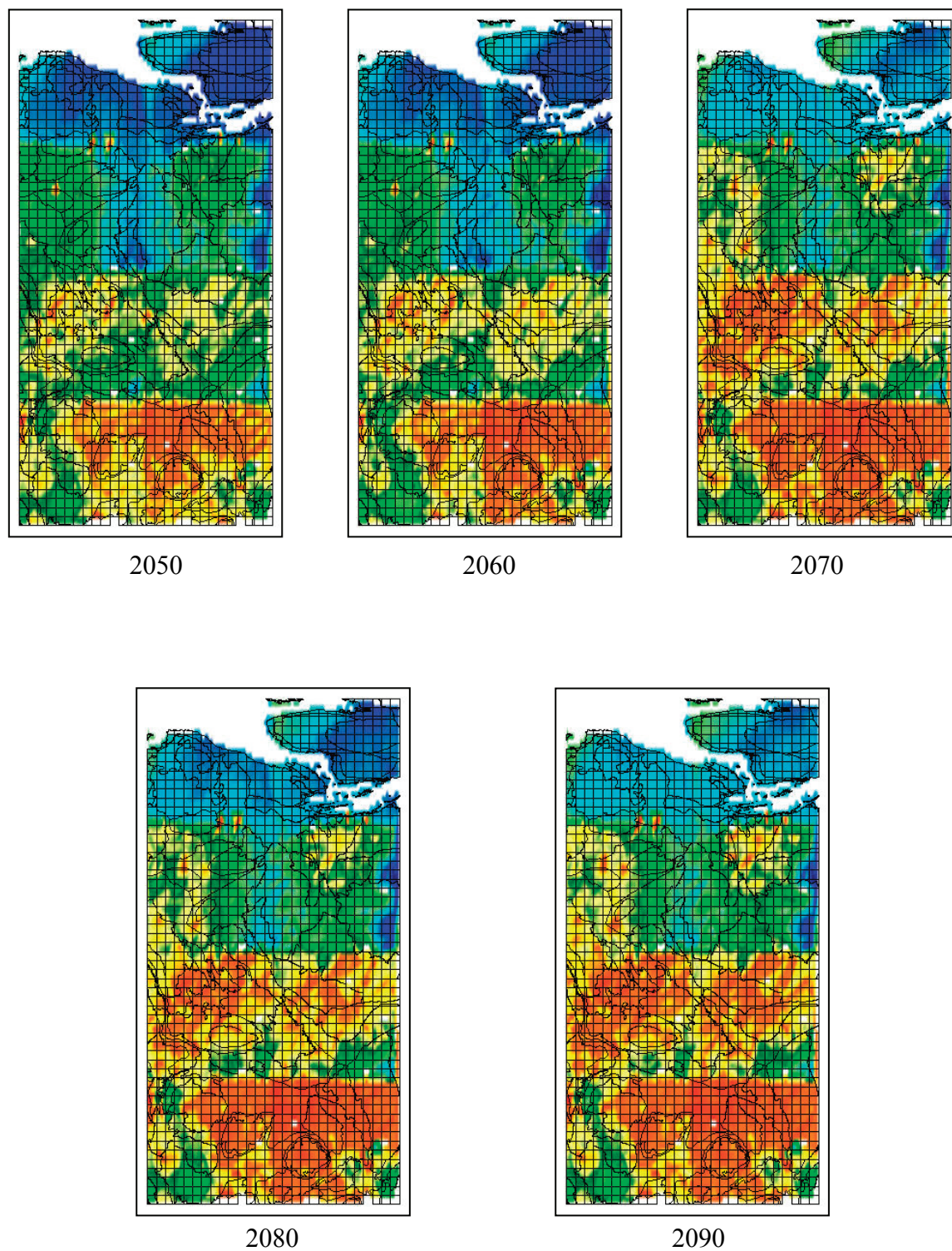


Figure 75 – (suite) Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCGG3 SRES A1B.

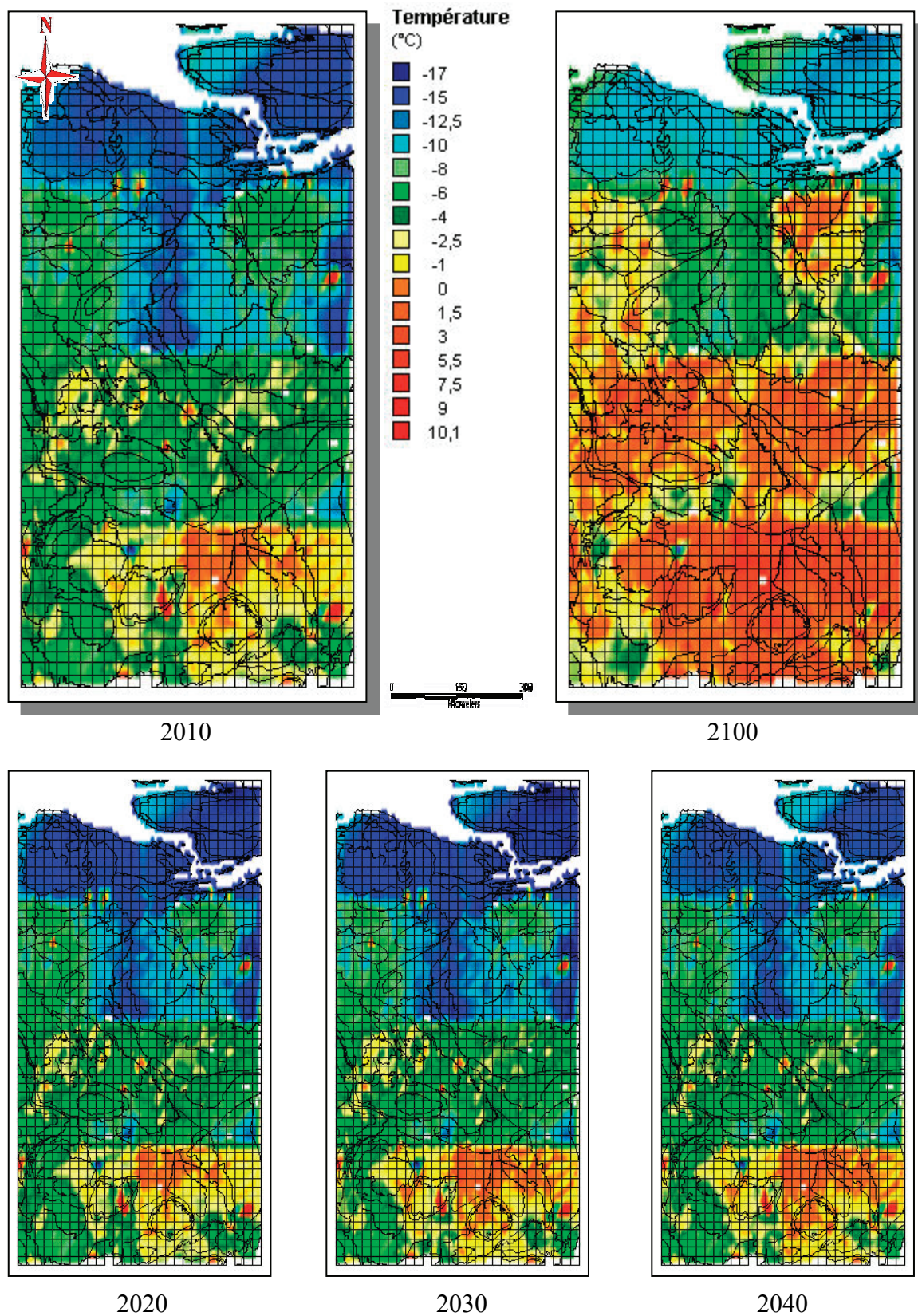


Figure 76 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCG3 SRES A2.

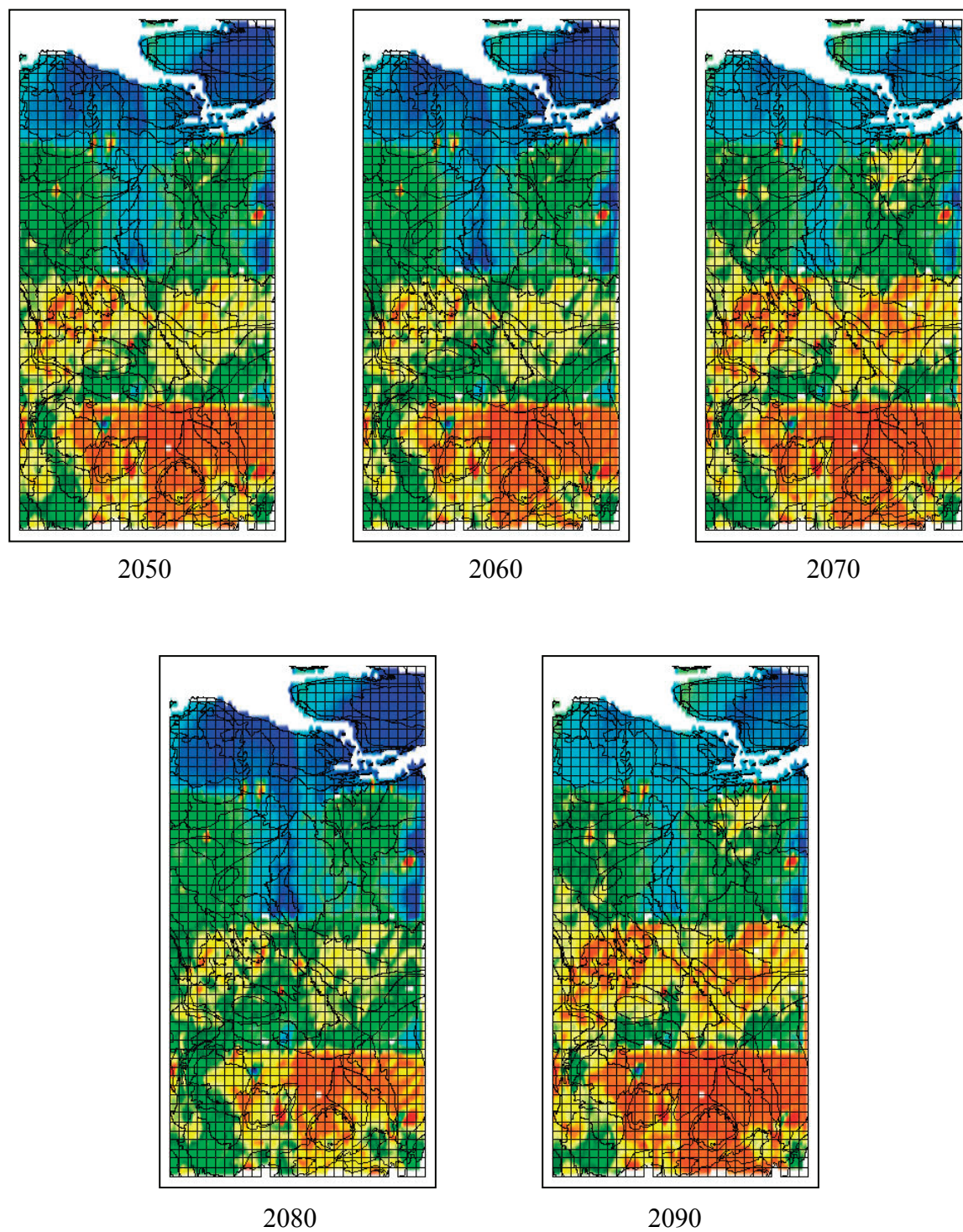


Figure 77 – (suite) Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCGG3 SRES A2.

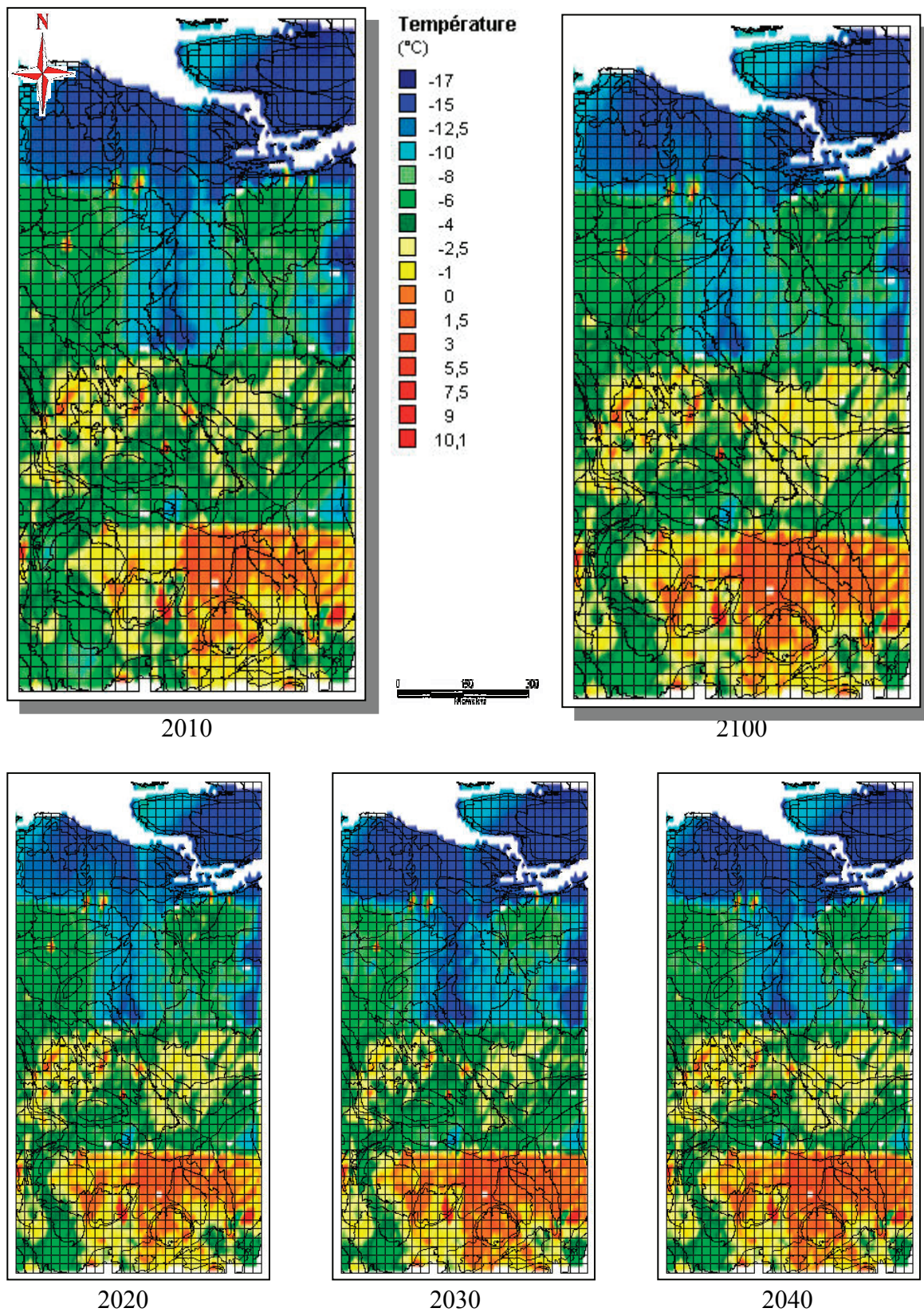


Figure 78 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCG3 SRES B1.

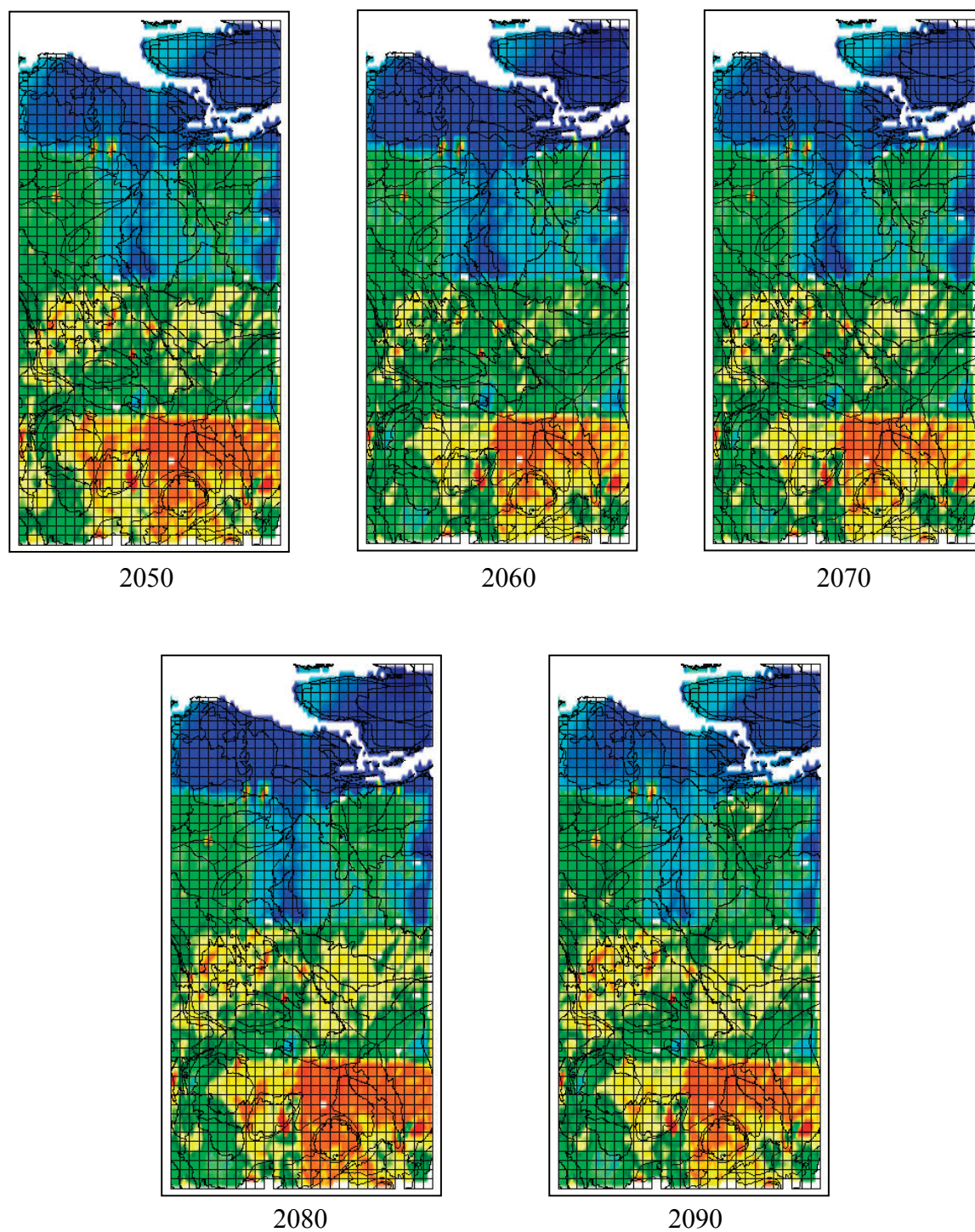


Figure 79 – (suite) Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol pour la période 2010 – 2100, dans un scénario MCG3 SRES B1.

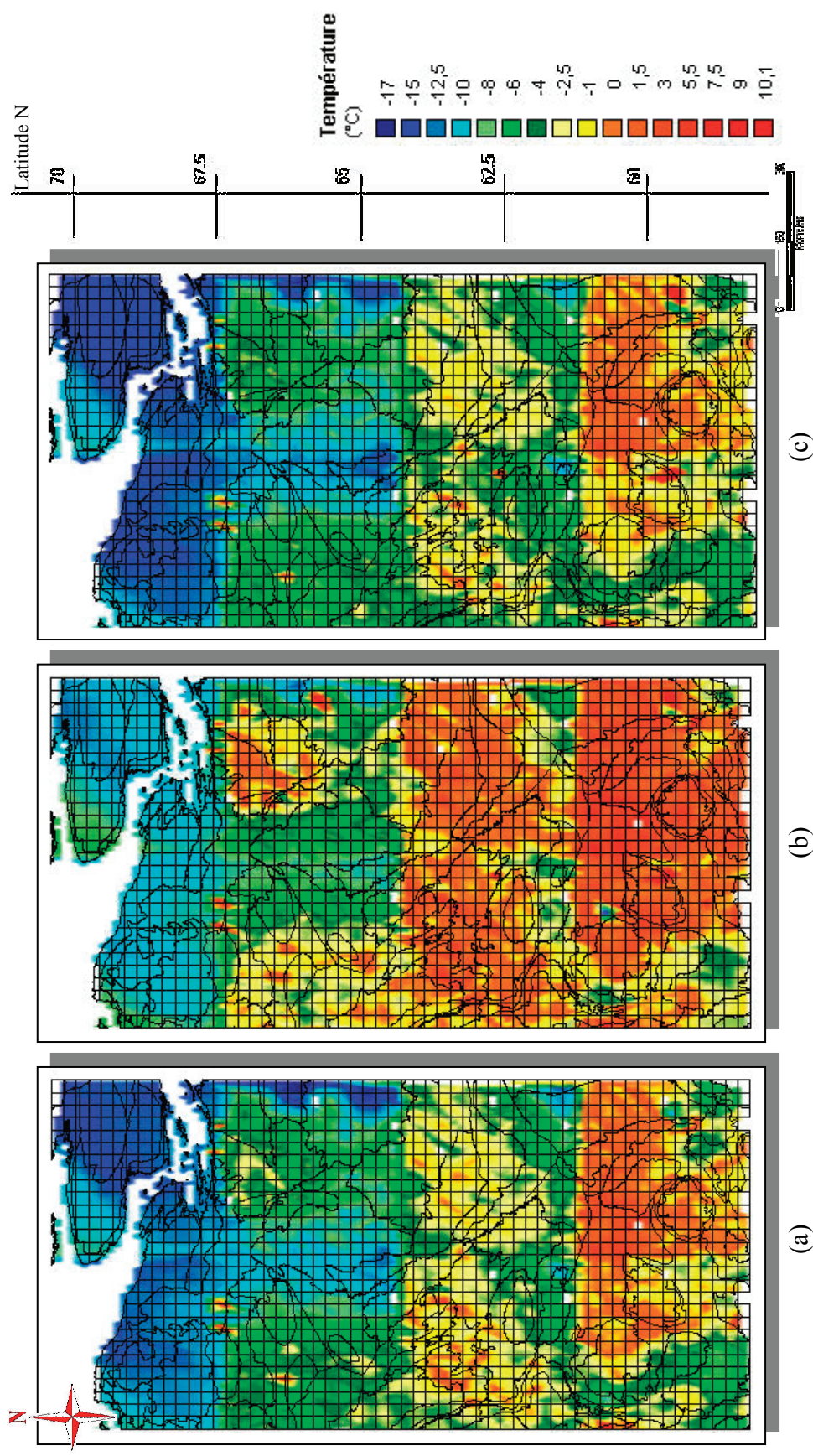


Figure 80 – Les cartes des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol en 2100 pour le scénario d'évolution climatique MCG3 et le forçage radiatif : a) SRES A1B, b) SRES A2 et c) SRES B1.

Tableau XXIII – Tableau des valeurs de température (°C) à la surface du pergélisol (MCCG3 SRES A2) (partiel)

[illegible]

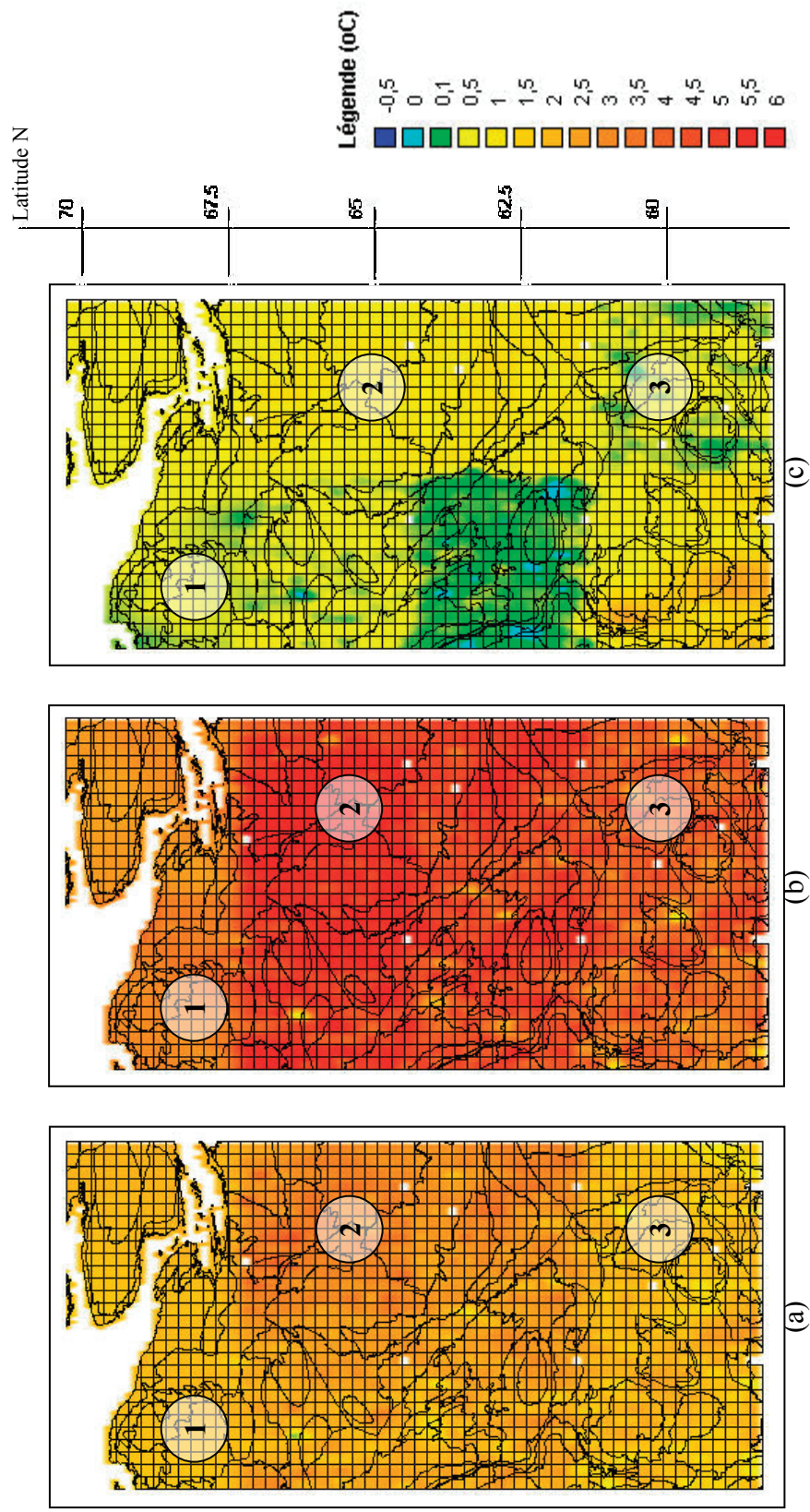


Figure 81 – Les différences des valeurs de température (°C) entre 2010 et 2100; les cartes thématiques pour MCGG3: a) SRES A1B, b) SRES A2, c) SRES B1.

Les Figures 74 à 79 (pages 181 à 186) démontrent, selon le scénario considéré, une évolution des températures positives quasi constante à la surface du pergélisol. Le scénario MCG3, forçage SRES A2 présente la plus forte augmentation des valeurs de température (l'augmentation maximale), suivi par celles de MCG3, forçage SRES A1B (l'augmentation moyenne) et par celles de MCG3, forçage SRES B1 (l'augmentation minime). Nous avons calculé pour l'ensemble de la zone d'étude les valeurs de la différence de température à la surface de pergélisol (Figure 81, page 189) entre les années 2010 et 2100 pour les trois scénarios de forçage; par la suite nous avons choisi trois zones de détail pour chaque forçage :

- Zone 1 à une latitude avoisinante les 68° N
- Zone 2 à une latitude avoisinante les 65° N
- Zone 3 à une latitude avoisinante les 60° N

Les zones ont été choisies de façon à assurer une répartition uniforme des points à considérer à l'intérieur du transect d'étude ainsi que pour leurs représentativités des valeurs aux endroits où la variation de valeurs de la température est plus significative; (Figure 81, page 189) [voir aussi : Ressources naturelle Candana, Études régionales - vallée du Mackenzie (2010)]

À l'intérieur de chaque zone de détail nous avons extrait une superficie de 3x3 cellules (75 x 75 km) avec les valeurs de température à la surface de pergélisol (les valeurs de la différence de température de 2100 par rapport à celle de 2010) (Tableau XXIV, page 190).

Tableau XXIV – Les écarts de valeurs de l'augmentation de température à la surface de pergélisol en 2100 par rapport à 2010

Zone	Scénario MCG3		
	A1B	A2	B1
1	0.5°C à 1°C	3.5°C à 4.0°C	0.1°C à 0.5°C
2	2°C à 3 °C	5.0°C à 5.5°C	0.5°C à 1.0°C
3	0.5°C à 1.5°C	3.5°C à 4.5°C	0.1°C à 1.0°C

Selon les valeurs du Tableau XXIV (page 190) et basé sur les cartes thématiques obtenues pour la zone d'étude (Figure 81, page 189), on peut conclure que dans les trois scénarios de forçage (SRES A2, SRES A1B, SRES B1), l'effet du réchauffement climatique sera plus ressenti à des latitudes de 62° à 67° N (la zone 2), suivi par celles de 58° à 62° N (la zone 3) et par la zone de au-delà de 67°N (la zone 1). Ces valeurs confirment celles obtenues et publiées par Environnement Canada (2010) pour MCCG3 SRES A2, SRES A1B, SRES B2, par la Commission géologique du Canada (CGC) (2008) (Figure 82, page 191) et par Ressources naturelles Canada (2004). De plus, les valeurs obtenues confirment les conclusions tirées par Harris (1986) et Smith et Riseborough (1996) à-propos du microclimat qui s'établit entre les latitudes de 55° et 66° N (voir § 2.2 - 4).

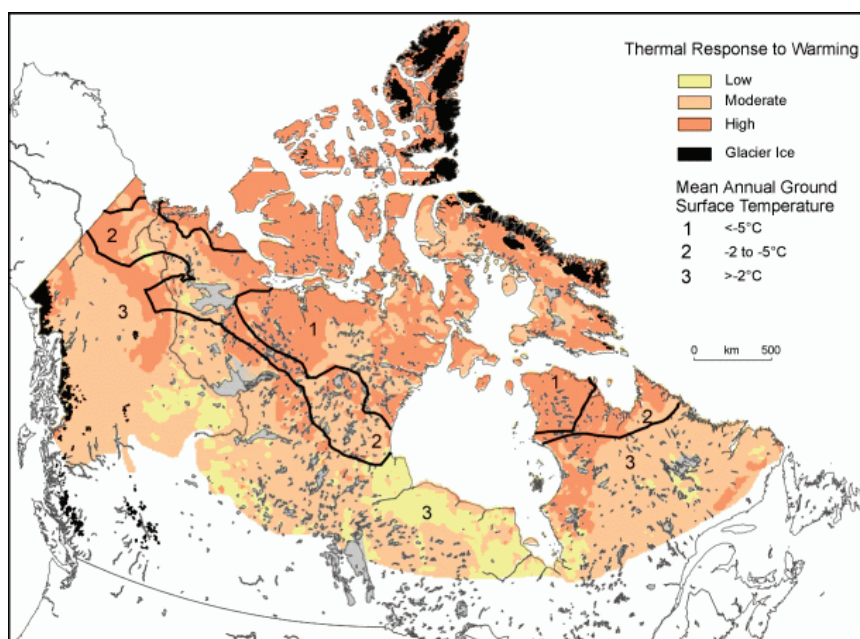


Figure 82 – La réponse thermique due au réchauffement climatique [Source : Commission géologique du Canada (CGC) (2008)].

Nous avons aussi calculé et visualisé la moyenne annuelle de température pour l'ensemble de la surface de pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude. La Figure 83 (page 193) montre ces valeurs moyennes de température ainsi que leurs tendances par rapport

aux valeurs moyennes mondiales multimodèles du réchauffement en surface (Figure 84, page 193) (GIEC, 2007).

Tous les trois scénarios montrent une légère diminution des valeurs de température pour l'horizon de 2040 à 2050 (Figure 45-b, page 132 et Figures 59 à 66 – c, pages 161 à 168). Cette oscillation est visible aussi dans l'évolution de l'épaisseur de la neige et celle d'humidité du sol (Figure 70, page 174 et respectivement Figure 68, page 171). Les années 2040-2050, selon le modèle climatique GIEC (GIEC, 2007), marquent la fin probable de l'utilisation à grande échelle du combustible fossile (même si ce type de combustible restera toujours utilisé) (GIEC, 2007). Ce moment temporel est marqué par un changement visible dans l'évolution climatique (Figure 84, page 193) (GIEC, 2007) où les trois scénarios climatiques commencent à se différencier beaucoup. On peut remarquer que les valeurs moyennes de température à la surface du pergélisol suivent de près les valeurs de température de l'air, en tenant compte des caractéristiques spécifiques du modèle climatique MCGG3 pour les scénarios de forçage SRES A2, SRES A1B et SRES B1. Le lien direct (la proportionnalité directe) entre les variations de la température de l'air et celles de la surface du pergélisol a été confirmé aussi par les études faites par Nicholson et Granberg (1973), Haeberli (1985), Harris (1986), Washburn (1994), Smith et Riseborough (1996), Dallimore et coll. (1997), Brown et coll. (1997), Smith et Burgess (1998 et 2000), Xin et coll. (1999), Osterkamp et coll. (2000), Delaloye (2002) et Romanovsky et coll. (2002 et 2009).

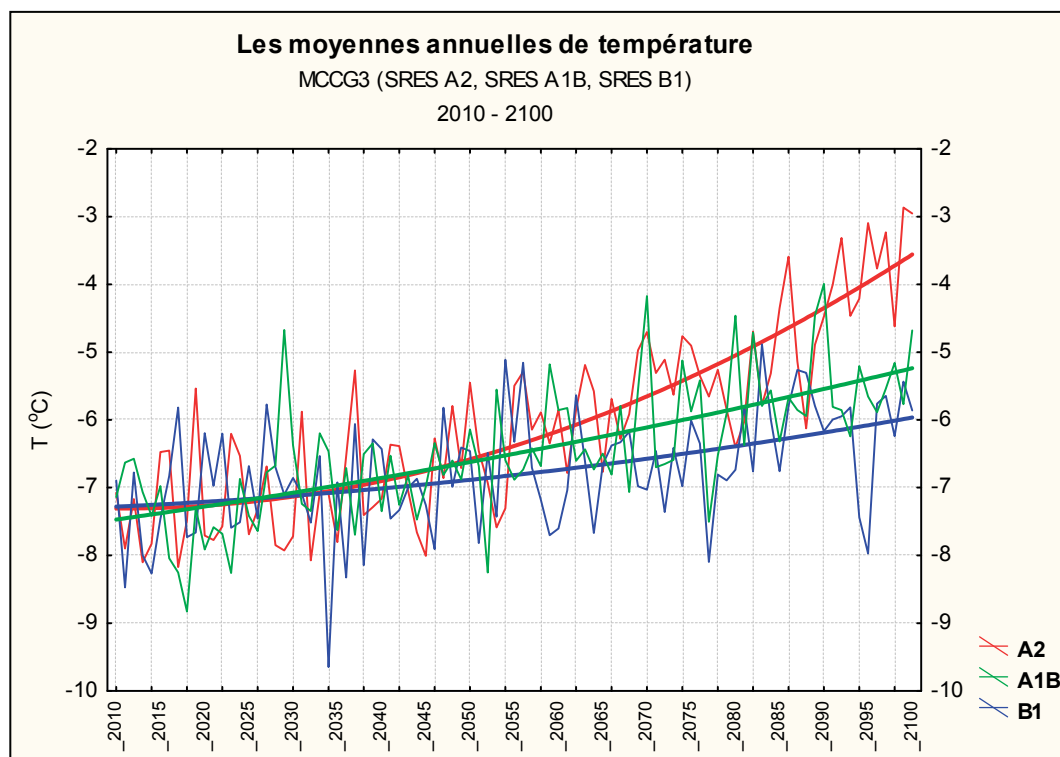


Figure 83 – Les valeurs moyennes annuelles de température à la surface de pergélisol et leurs tendances pour la période 2010-2100: MCCG3 (SRES A2, SRES A1B et SRES B1)

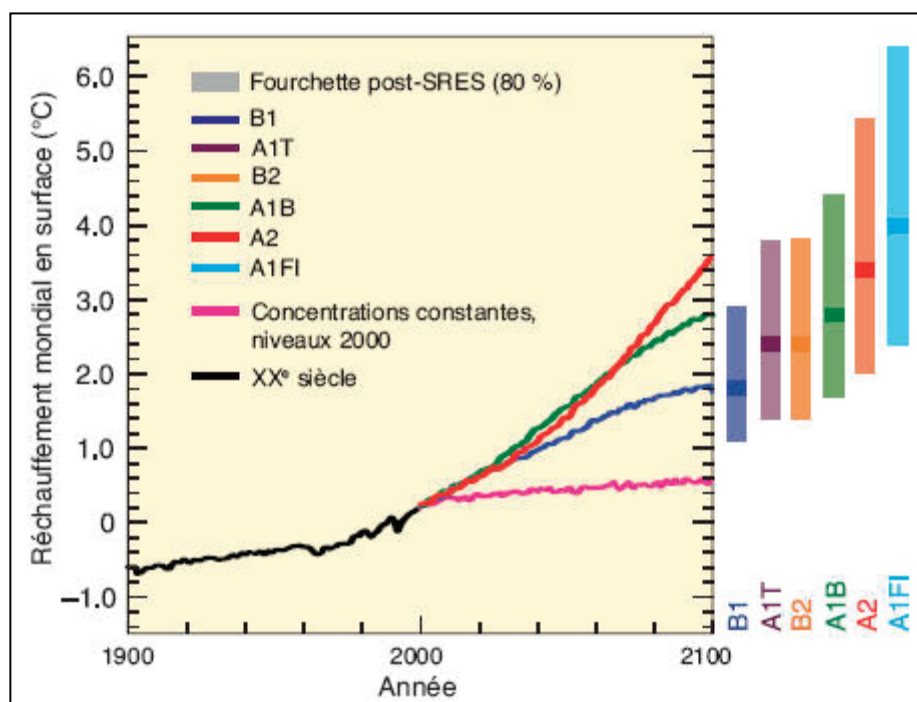


Figure 84 – Les moyennes mondiales multimodèles du réchauffement en surface pour les scénarios A2, A1B et B1, en prolongement des simulations relatives au XX^e siècle³⁰.

³⁰ GIEC (2007) : *Bilan 2007 des changements climatiques*, pp.7.

5.3.2 État du pergélisol en 2100

La carte de l'état actuel du pergélisol et son épaisseur a été compilée et extraite en utilisant la version numérique de la carte produite par Heginbottom et Radburn (1992), la Carte circumpolaire de pergélisol et de l'état de la glace dans le sol, produite par Brown et coll. (2001), les cartes compilées et produites par Burgess (1999) et Smith et Burgess (2000 et 2002a) et les valeurs d'observations des puits des forages.

Les Figures 85 et 86 (pages 194 et 195) montrent le type de pergélisol et respectivement la carte d'épaisseur.

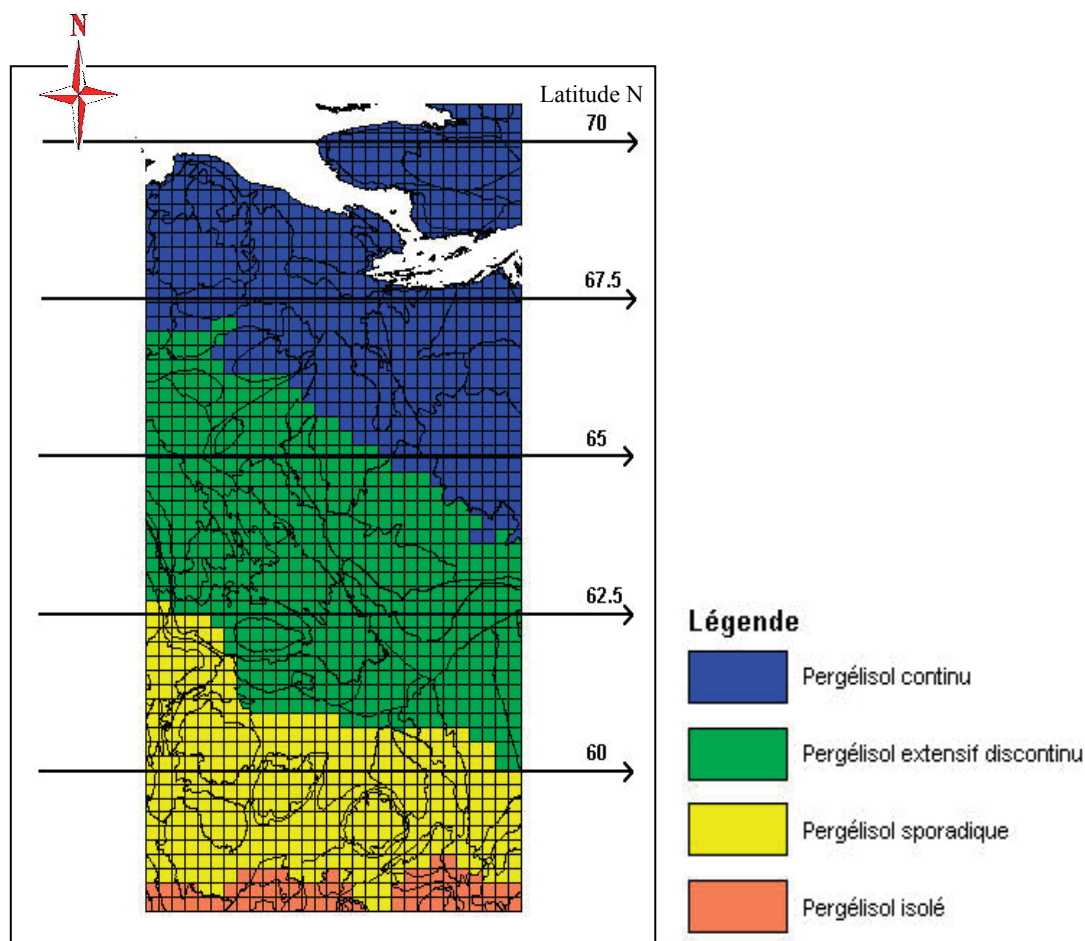


Figure 85 – Le type et la distribution actuelle de pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude.

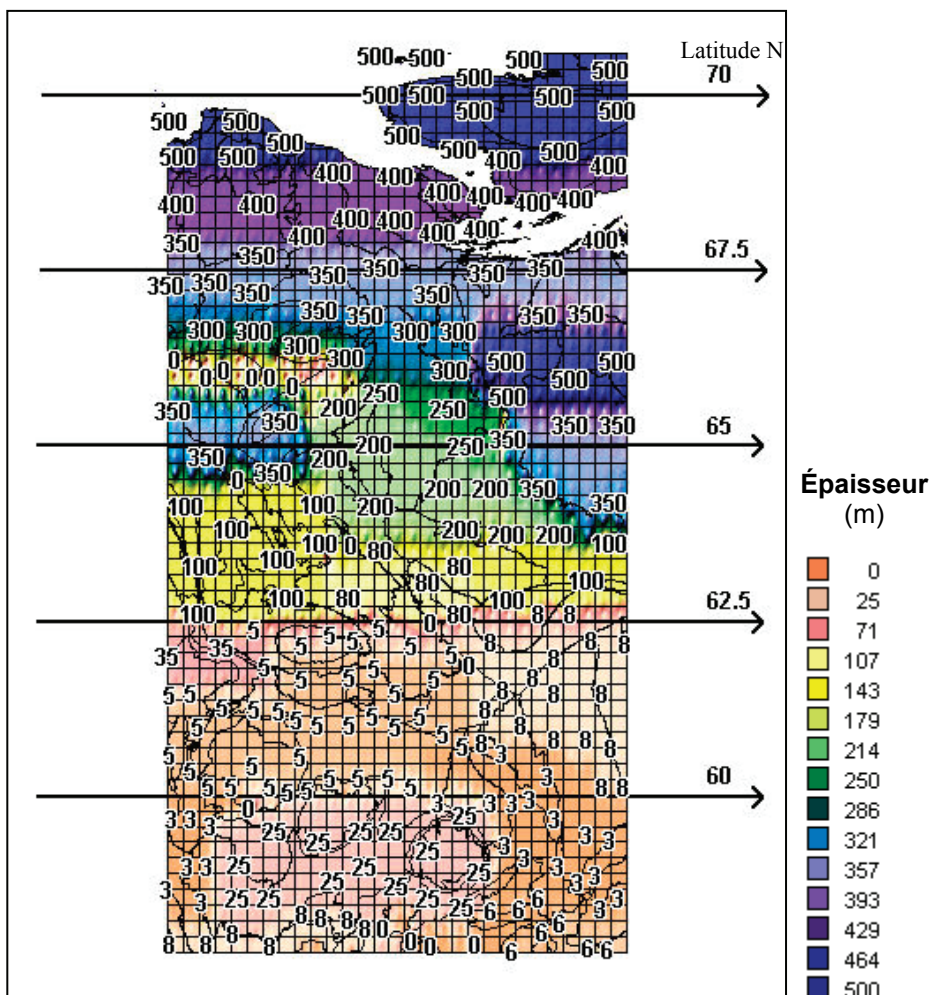


Figure 86 – L'épaisseur de pergélisol (m) dans la zone d'étude (compilation).

Nous utilisons les cartes des valeurs de température à la surface de pergélisol (Figures 73 à 79, pages 177 à 186) pour créer des cartes thématiques uniquement pour les valeurs positives de température (l'isotherme de 0 °C et plus) à la surface de pergélisol. Par la suite, nous avons séparé et visualisé ces valeurs positives de température pour les années 2010 et 2100 pour les trois scénarios d'évolution climatique (Figure 87, page 196 et Figure 88, page 197).

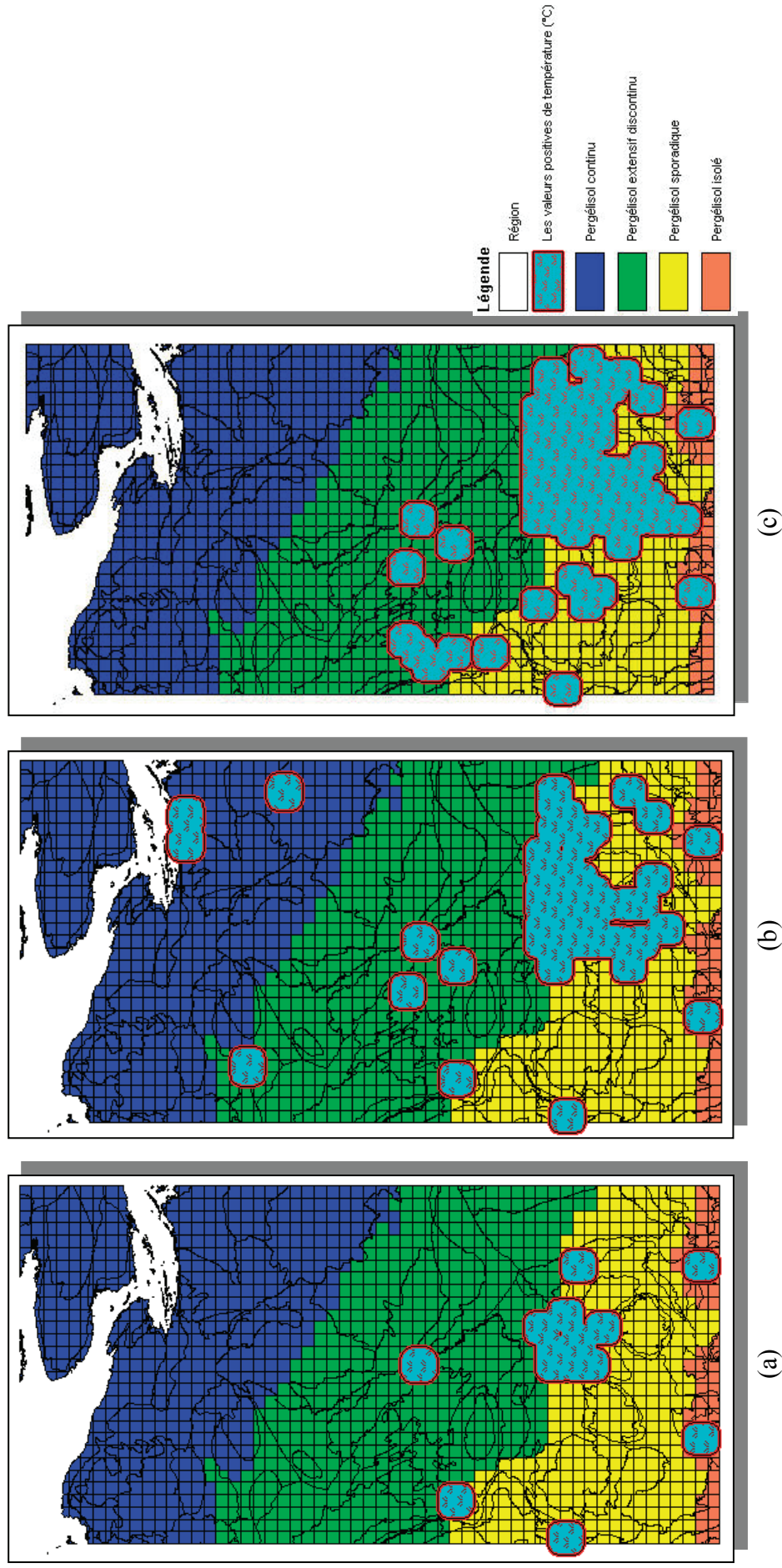


Figure 87 – Les valeurs positives de température (°C) à la surface de pergélisol pour 2010 : a) MCGG3 SRES A1B, b) MCGG3 SRES A2 et c) MCGG3 SRES B1.

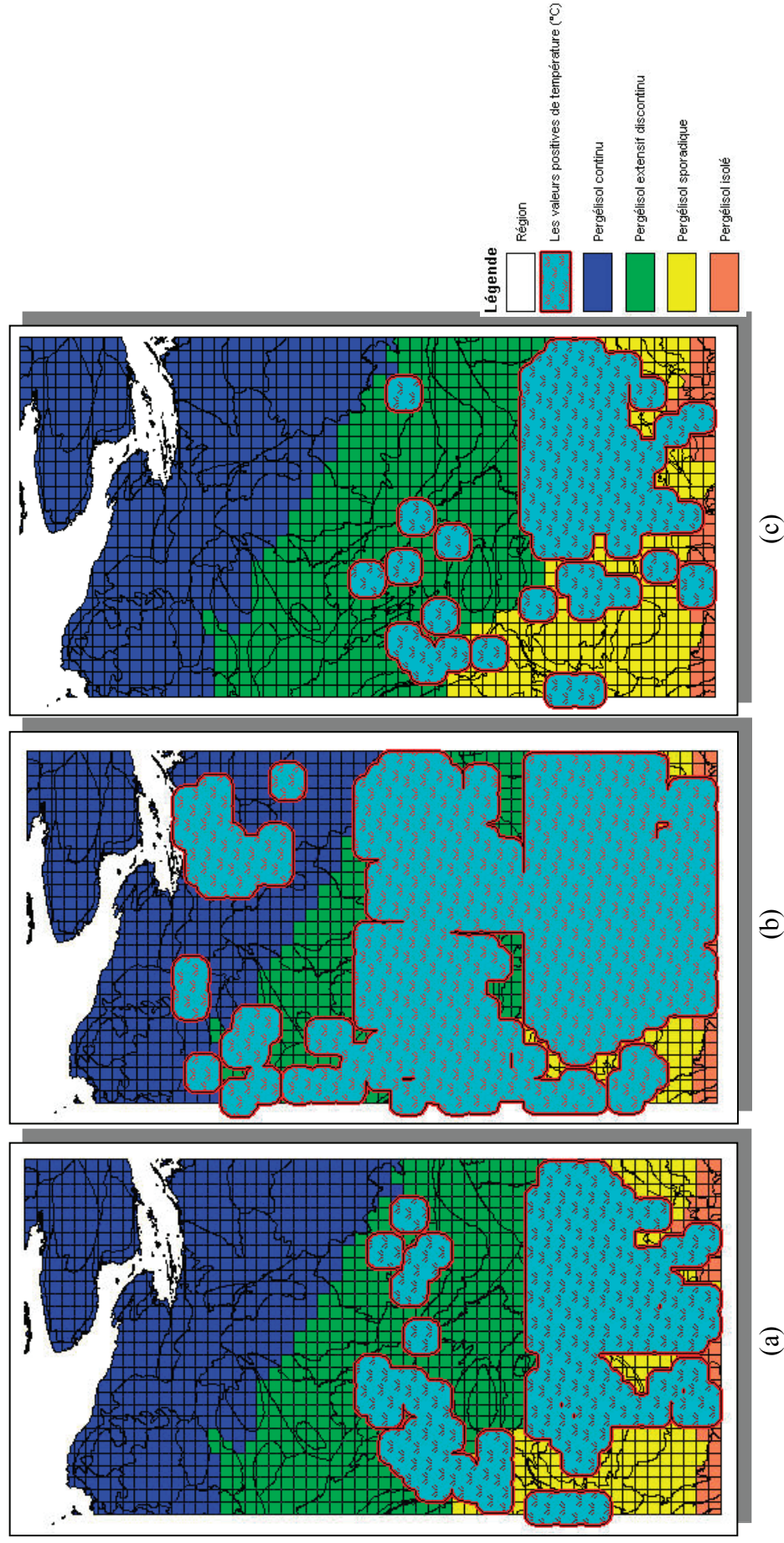


Figure 88 – Les valeurs positives de température (°C) à la surface de pergélisol pour 2100 : a) MCCG3 SRES A1B, b) MCCG3 SRES A2 et c) MCCG3 SRES B1.

Nous avons utilisé les cartes thématiques de température positive à la surface de pergélisol ($T(^{\circ}\text{C}) > 0$) conjointement avec les cartes d'épaisseur du pergélisol pour déterminer l'évolution de la couche pergélisolée de 2010 à 2100. À l'aide du rapport gel-dégel (§ 5.2.3.1 et les Figures 59 à 65, pages 161 à 167) nous avons identifié pour chaque cellule COS (25 km) le moment temporel du commencement du dégel (le moment temporel pour lequel le rapport "indice de gel / indice de dégel" devient sous-unitaire) et nous avons suivi l'évolution de chaque cellule COS par rapport à sa température pour les trois scénarios climatiques envisagés (MCCG3 SRES A2, MCCG3 SRES A1B et MCCG3 SRES B2).

La Figure 89 (page 200) montre, par rapport à l'épaisseur, les superficies où la température ($^{\circ}\text{C}$) à la surface du pergélisol prendra de valeurs positives en 2100, pour chaque scénario de forçage climatique.

Dans leur étude, Smith et Riseborough (1996) tracent la carte des valeurs ($^{\circ}\text{C}$) positives à la surface de pergélisol et ils concluent que pour un scénario MCCG2 IS92a « $2\times\text{CO}_2$ » la superficie totale de pergélisol se réduira à moitié (actuellement 48 % de la superficie du Canada, elle se réduira à 21 %) [Smith et Riseborough (1996)].

Autres conclusions de l'étude ci-dessus mentionnée concernant les effets du réchauffement climatique (basé toujours sur la superficie pergélisolée totale³¹) :

- Le pergélisol stable (pérenne) actuellement à 47 % se réduira à 37 %.
- Le pergélisol instable actuellement à 33 % augmentera à 38 %.

Nous avons reproduit l'exercice fait par Smith et Riseborough (1996) mais en employant nos valeurs de température à la surface de pergélisol tout en tenant compte du type de pergélisol et du scénario climatique considéré. En nous basant sur nos hypothèses de travail (voir § 1.4), et tenant compte de valeurs de température à la surface de pergélisol (Figure 88, page 197) ainsi que de chaque cellule COS (25 km) affectée, nous avons calculé la superficie de pergélisol perturbé par des valeurs positives de température et la superficie de la couche pergélisolée qui disparaîtra à terme. Le Tableau XXVIII

³¹ Smith et Riseborough (1996)

(page 214) présente, par rapport à la zone d'étude, les valeurs trouvées pour chaque type de pergélisol.

Nos calculs de valeurs de la superficie de pergélisol perturbé par rapport à la superficie totale d'étude de 964 100 Km² démontrent que :

- selon le scénario climatique MCCG3 SRES A1B, la superficie pergélisolée affectée sera de 357 300 Km² (37.06 %) ; rapporté à la superficie totale, 197 700 Km² (20.43 %) de pergélisol de moins de 10 m d'épaisseur disparaîtront en 2100;
- selon le scénario climatique MCCG3 SRES A2, la superficie pergélisolée affectée sera de 579 500 Km² (60.10 %) ; rapporté à la superficie totale, 308 700 Km² (32.01%) de pergélisol de moins de 10 m d'épaisseur disparaîtront en 2100;
- selon le scénario climatique MCCG3 SRES B1, la superficie pergélisolée affectée sera de 285 020 Km² (29.56 %) ; rapporté à la superficie totale, 179 700 Km² (18.63 %) de pergélisol de moins de 10 m d'épaisseur disparaîtront en 2100.

La Figure 89, page 200 et le Tableau XXVIII (page 214) montrent les superficies affectées par les valeurs positives de température à la surface de pergélisol. La plus grande zone affectée par le réchauffement est celle du scénario MCCG3 SRES A2 suivi par celles du MCCG3 SRES A1B et MCCG3 SRES B1.

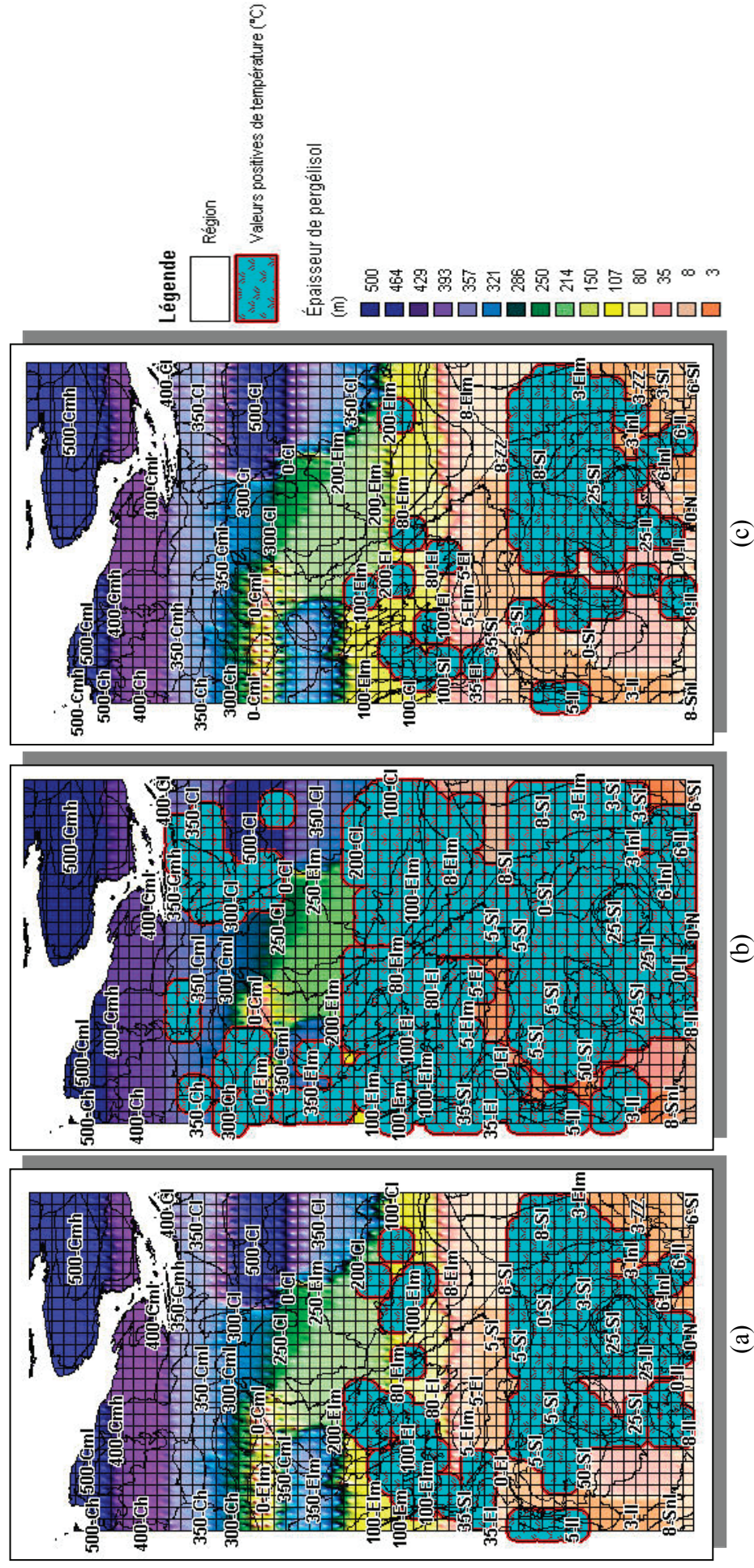


Figure 89 – Les valeurs positives de température (°C) à la surface de pergélisol pour 2100 par rapport à son épaisseur actuelle : a) MCCG3 SRES A1B, b) MCCG3 SRES A2 et c) MCCG3 SRES B1.

Tableau XXV – L'état du pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude pour 2100
(MCCG3 SRES A1B, MCCG3 SRES A2, MCCG3 SRES B1)

Pergélisol		SRES A1B			SRES A2		SRES B1	
	2010	Superficie Km ²	Superficie affectée Km ²	Pourcentage %	Superficie affectée Km ²	Pourcentage %	Superficie affectée Km ²	Pourcentage %
Continu	283 800	---	---	---	65 890	23.21	---	---
		---	---	---	0	0	---	---
Extensif discontinu	365 800	123 400	---	33.73	288 100	78.75	86 520	23.65
		45 800	---	12.52	120 000	32.80	40 220	10.99
Sporadique	265 800	185 200	---	69.67	242 700	91.30	149 800	56.35
		102 500	---	38.56	140 000	52.67	90 780	34.15
Isolé	48 700	48 700	---	100.00	48 700	100.00	48 700	100.00
		48 700	---	100.00	48 700	100.00	48 700	100.00
Pergélisol - superficie totale ³²		964 100	357 300	37.06	579 500	60.10	285 020	29.56
Pergélisol détruit - superficie			197 000	20.43	308 700	32.01	179 700	18.63

³² Toutes les valeurs sont calculées par rapport à la superficie totale de la zone d'étude.

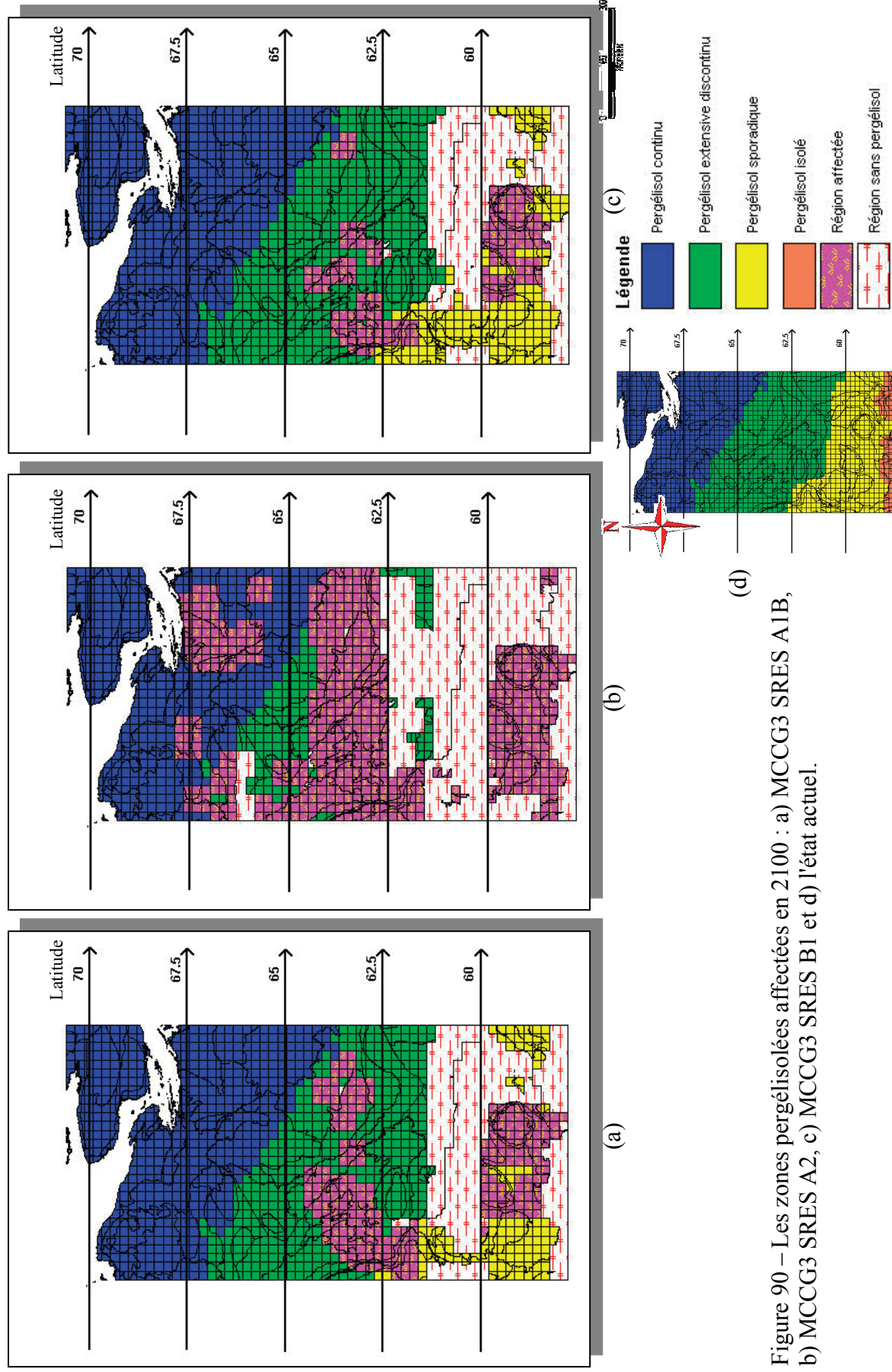


Figure 90 – Les zones pergélisolées affectées en 2100 : a) MCGG3 SRES A1B, b) MCGG3 SRES A2, c) MCGG3 SRES B1 et d) l'état actuel.

Selon nos hypothèses de travail et basé sur les résultats obtenus pour la zone d'étude considérée (Figure 90, page 200), on peut observer que dans tous les scénarios d'évolution climatique³³ :

- **Le pergélisol isolé** disparaîtra;
- **Le pergélisol sporadique** de plus de 10 m d'épaisseur sera fortement affecté et il pourra se transformer en pergélisol isolé; une autre partie de moins de 10 m d'épaisseur disparaîtra aussi;
- **Le pergélisol extensif discontinu** sera partiellement affecté; la plus forte perturbation se retrouve dans un scénario MCCG3 SRES A2;
- **Le pergélisol continu** sera moindrement affecté, et seulement selon le scénario MCCG3 SRES A2.

Les résultats obtenus (Tableau XXVIII, page 214, Figure 89, page 200 et Figure 90, page 202) représentent l'évolution de valeurs de température à la surface de pergélisol pour chaque cellule de 25 km pendant la période de 2010 à 2100.

Néanmoins, le phénomène qui représente l'évolution de température à la surface de pergélisol ne peut pas être restreint à des superficies de 25 Km² : il y a une corrélation globale entre les cellules COS par rapport à la superficie totale et à l'évolution de température; le phénomène est global et il présente une continuité et une corrélation temporelle et spatiale.

Pour ces raisons et basé sur les résultats finaux obtenus ainsi que sur les travaux faits par une pléthore de chercheurs canadiens et d'ailleurs, nous proposons un canevas de l'état de pergélisol en 2100 tout en tenant compte des caractéristiques de chaque scénario d'évolution climatique ainsi que du type et de l'épaisseur de la couche pergélisolée.

Cependant, nous sommes conscients que cette trame évolutive représente une solution parmi d'autres solutions envisageables pour définir l'état de pergélisol en 2100.

La trame proposée tient compte de nos hypothèses de travail mentionnées antérieurement, des résultats obtenus et de l'évolution de la couche pergélisolée dans une séquence logique. La Figure 91 (page 204) démontre l'état de pergélisol en 2100.

³³ Par rapport à la situation actuelle du pergélisol.

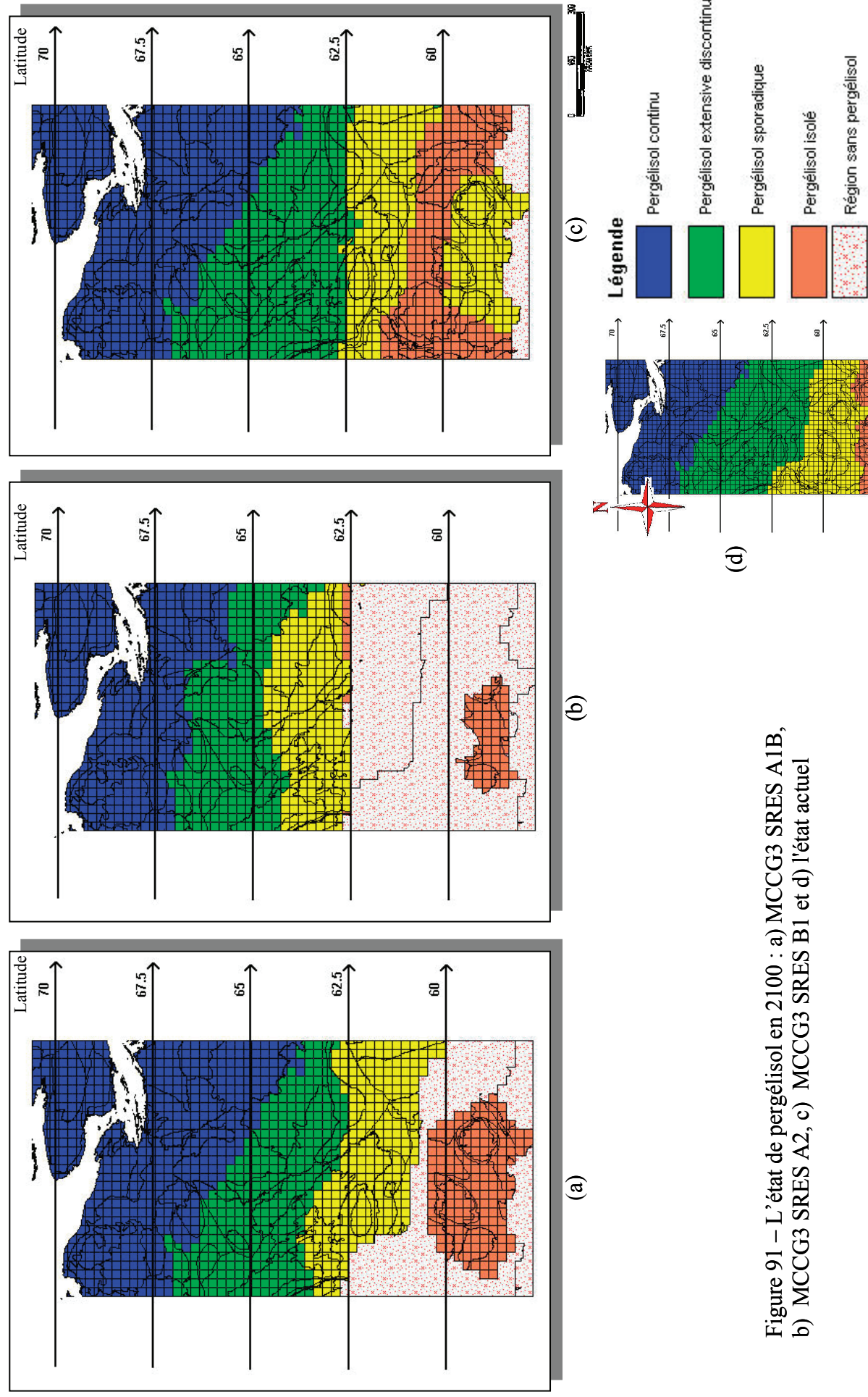


Figure 91 – L'état de pergélisol en 2100 : a) MCGG3 SRES A1B, b) MCGG3 SRES A2, c) MCGG3 SRES B1 et d) l'état actuel

La Figure 91 (page 204) montre un possible bilan du pergélisol en 2100 où :

- **Le pergélisol isolé** de moins de 10 m d'épaisseur a disparu;
- **Le pergélisol sporadique** affecté de plus de 10 m d'épaisseur s'était transformé en pergélisol isolé tandis que celui de moins de 10 - 12 m d'épaisseur a disparu;
- **Le pergélisol extensif discontinu** affecté s'était transformé (en partie) en pergélisol sporadique;
- **Le pergélisol continu** affecté s'était transformé (en partie) en pergélisol extensif discontinu.

Selon Haeberli (1985), Harris (1986), Washburn (1994), Smith et Riseborough (1996), Brown et coll. (1997), Smith et Burgess (1998 et 2000), Osterkamp et coll. (2000), d'Oberman (2008), Osterkamp (2008) et Romanovsky et coll. (2002 et 2009) il n'y a pas une approche scientifique pour déterminer l'évolution exacte du pergélisol due au réchauffement climatique. Cette approche est plutôt logique, basée sur une analyse des valeurs de température actuelles, calculées et observées, et sur des estimations futures qui respectent une certaine succession des phénomènes. C'est dans ce sens que la Figure 91 (page 204) présente un possible état de la couche pergélisolée en 2100.

Par rapport à notre zone d'étude, la Figure 91 (page 204) démontre que :

- selon le scénario d'évolution climatique MCGG3 SRES A1B (Figure 91-a, page 204), le pergélisol actuellement isolé et une partie de pergélisol sporadique (69 %) disparaîtront; on retrouvera des zones de pergélisol isolé en dessous des latitudes de 60° N, tandis que le pergélisol sporadique sera confiné entre 60° N et 63° N. Le pergélisol extensif discontinu sera moins affecté, mais certaines zones du sud limitrophe (33 %) se transformeront en pergélisol sporadique;
- selon le scénario d'évolution climatique MCGG3 SRES A2 (Figure 91-b, page 204), la totalité de pergélisol actuellement isolé et le pergélisol sporadique (91 %) disparaîtront et de petites zones de pergélisol isolé peuvent se retrouver en dessous de 60° N; généralement, le pergélisol sera confiné au-dessus des latitudes

de 62.5° N. Une bonne partie de pergélisol extensif discontinu (78 %), entre 62.5° N et 65° N, se transformera en pergélisol sporadique; une partie de pergélisol continu (23 %) s'amincira et deviendra, en partie, un pergélisol extensif discontinu. Seulement les zones au-dessus de la latitude de 67.5° N resteront dans un état stable de pergélisol continu.

- selon le scénario d'évolution climatique MCCG3 SRES B1 (Figure 91-c, page 204), seulement le pergélisol actuellement isolé disparaîtra. La moitié de pergélisol sporadique (56 %) se transformera en pergélisol isolé et la partie de pergélisol extensif discontinu (23 %) en dessous de 62.5° N deviendra pergélisol sporadique. Les zones au-dessus de 62.5° N seront épargnées et le pergélisol gardera l'état actuel.

6 DISCUSSIONS

Les résultats finaux et les conclusions présentées dans cette étude décrivent trois scénarios de l'évolution possible de la température à la surface du pergélisol et de l'évolution de la couche pergélisolée pour la période de 2010 à 2100.

Considérant que :

1. l'appareil mathématique employé dans la phase de désagrégation de données ne comporte pas une solution unique et que les Modèles Stochastiques Déterminés (MSD) renferment un nombre infini des solutions qui vérifient le modèle,
2. les prévisions climatiques provenant du Modèle Couplé Climatique Global de deuxième et de troisième génération (MCCG2 et MCCG3) restent des prévisions à long terme touchant l'évolution des valeurs de la température de l'air jusqu'en 2100,
3. le phénomène "pergélisol" est un phénomène complexe et évolutif, avec des composantes régionales et locales qui ne sont pas encore bien connues et entièrement définies,
4. la zone d'étude englobe de particularités régionales qui ne représentent pas la totalité du territoire canadien dans la zone pergélisolée,

Nous voulons souligner que les résultats finaux (les valeurs de la température à la surface du pergélisol et les valeurs de la perte de pergélisol) ainsi que les conclusions qui en découlent doivent être considérées et interprétées seulement dans le contexte de cette étude et pour la zone considérée (le transect d'étude).

6.1 Limitations de la recherche

Les limitations de cette étude sont dues, principalement, à la qualité de données des prévisions utilisées. Les modèles climatiques (MCCG2 et MCCG3) produisent des estimations basées sur des scénarios d'évolution socio – économique – culturelle qui restent des pensées sur l'avenir, basés sur des observations historiques et actuelles. Pour ces raisons, inévitablement, la quantification du futur reste imparfaite surtout au sujet de l'effet de seuil (la réponse d'un processus à une perturbation donnée) [GIEC (2001), Aubourg et coll. (2000), Barrow et coll. (2003)].

Une autre limitation importante du modèle est l'algorithme employé. L'équation TTOP(-A) représente une estimation du phénomène du transfert de température à la surface du pergélisol, mais qui reste loin de la modélisation intégrale du phénomène naturel [Smith et Riseborough (2002a), Wright et coll. (2003)].

D'autres limitations sont dues à :

- un manque des observations et de la qualité de données du terrain (l'épaisseur du pergélisol, le type, le contenu de glace,) [Burgess et coll. (2000), Smith et Riseborough (1996) (2002a)]. Des plus, les données manquantes ont été estimées ou interpolées et ce processus introduit automatiquement des erreurs. Ces erreurs présentent une distribution normale dans le contexte d'un modèle stochastique [Peng-fei et Feng (2010)] avec une propagation qui est tributaire à la densité des points considérés [Turlapaty et coll. (2009), Boche et Monich (2010)]. Cependant les valeurs obtenues ne représentent pas exactement les paramètres physiques réels (« *ground truth* »).

- l'appareil mathématique utilisé (le modèle stochastique déterminé - MDS). Il représente une solution de désagrégation des données parmi les multiples possibilités de désagrégation [Bierkens et coll. (2000)]. De plus, il y a la contrainte de sensibilité du modèle (voir § 4.1.1-3).

- la modélisation du transfert de la chaleur par la couche nivale. C'est un paramètre local, spatialement limité et avec une influence majeure dans le processus de

transfert, mais qui se prête difficilement à la généralisation [Nicholson et Granberg (1973), Haeberli (1985), Harris (1986), Washburn (1994), Brown et coll. (1997) et Romanovsky et coll. (2009)].

- la modélisation de la couche de neige. Cette modélisation est un facteur important dans l'ensemble du phénomène évolutif du pergélisol si on tient compte de ses paramètres locaux (l'épaisseur, le type de neige, le nombre des couches, l'accumulation, etc.) [Nicholson et Granberg (1973), Washburn (1994), Osterkamp et coll. (2000)]. Dans le même contexte, la couche nivale a une influence majeure sur les valeurs de température de brillance (T_B) mesurées par le capteur SSM/I (les valeurs de micro-ondes) [Grody et coll. (1994), Armstrong (2003)].

- la modélisation de la couche de végétation. Actuellement, la modélisation de la végétation reste imparfaite due à la complexité de la tâche [Harris (1986), Smith et Riseborough (1996)].

- l'estimation de la quantité d'humidité dans le sol. Selon Washburn (1994), Smith et Riseborough (1996), Brown et coll. (1997), Osterkamp (2008) et Romanovsky et coll. (2009), l'humidité dans le sol est le plus important facteur dans la modélisation du transfert de chaleur vers les couches pergélisolée par la couche active. Malgré son importance, il reste un facteur strictement local difficile à estimer et à généraliser correctement.

- la zone d'étude. Nous avons utilisé un transect nord-sud de 1440 x 720 km. Cette zone représente une petite partie dans l'ensemble du territoire canadien avec des caractéristiques générales du territoire, mais aussi avec des particularités locales (type de sol, microtopographie, etc.). Cependant, par extrapolation et tenant compte des toutes les limitations mentionnées antérieurement, nous pouvons considérer que de façon générale les résultats obtenus montrent les tendances de la totalité de la zone pergélisolée canadienne.

6.2 Constats du modèle TTOP-A

Dans leur étude, Smith et Riseborough (1996) utilisent un modèle climatique MCGA2, IS92A et ils trouvent pour l'année 1996 une valeur moyenne de température à la surface de pergélisol de -6.4 °C par rapport à -6.1 °C calculée et publiée en 1995 par Heginbottom et coll. (1995) dans « *Ground Temperature Map of Canada* ». Dans la même étude, Smith et Riseborough (1996), en utilisant le modèle TTOP, trouvent pour 1996 une valeur moyenne de température à la surface de pergélisol de -7.0 °C pour le scénario MCGA2, IS92A, «1xCO₂».

Selon le scénario envisagé, nous avons trouvé pour 2010 une valeur légèrement différente (à l'égard de celle du 1996 trouvée par Smith et Riseborough (1996)), c'est-à-dire de -6.84 °C pour MCCG3 SRES A1B, de -6.19 °C pour MCCG3 SRES B1 et de -7.08 °C pour MCCG3 SRES A2. Par la suite, pour les années suivantes, l'évolution des valeurs moyennes de température pour l'ensemble de la surface du pergélisol diffère (Tableau XXVII, page 212).

Cependant, pour le scénario climatique MCCG3 SRES B1, notre valeur moyenne de température de -6.19 °C à la surface de pergélisol est très semblable à celle de -6.1 °C trouvée par Heginbottom et coll., en 1995. De plus, pour le scénario MCCG3 SRES A2 (le plus « agressif » scénario), notre valeur moyenne de température de -7.08 °C est quasi identique à celle de -7 °C trouvée par Smith et Riseborough (1996) pour un scénario MCGA2 IS92a "1xCO₂" (Tableau XXVI, page 211).

Pourtant, ces valeurs moyennes de température doivent être considérées avec prudence à cause de leur subjectivité.

Tableau XXVI – Les valeurs moyennes de température à la surface de pergélisol - compilation [Source : Smith et Riseborough (1996)]

Recherche/Étude	°C
Heginbottom et coll. (1995) dans « Ground Temperature Map of Canada »	-6.1
Smith et Riseborough (1996), TTOP	-6.4
Smith et Riseborough (1996), TTOP - MCGA2, IS92A "1xCO ₂ "	-7.0
TTOP-A (2010) - MCCG3, SRES A2	-7.08
TTOP-A (2010) - MCCG3, SRES B1	-6.19
TTOP-A (2010) - MCCG3, SRES A1B	-6.84

En nous appuyant sur le Tableau XXVI (page 211), nous pouvons affirmer que les valeurs moyennes de température à la surface du pergélisol obtenues par le modèle TTOP-A pour 2010 à une résolution spatiale de 25 km rencontrent les valeurs trouvées par les études antérieures. De plus, nous avons calculé la différence entre la moyenne de température de 2010-2020 et celle de 2090-2100 pour les trois scénarios d'évolution climatique MCCG3 SRES A1B, MCCG3 SRES A2 et MCCG3 SRES B1. Ces valeurs sont montrées à l'aide de Tableau XXVII (page 212). On peut constater que nos écarts des valeurs (nos différences des valeurs) sont dans les mêmes écarts obtenus par les expertes GIEC pour l'évolution de la température de l'air.

Le Tableau XXVII (page 212) montre que : i) les valeurs de température TTOP-A suivent des près celles de l'évolution de l'air (MAAT) et ii) les valeurs d'augmentation de température à la surface de pergélisol sont dans le même écart que celles de l'évolution de l'air pour les trois scénarios climatiques.

Ce constat (cette similitude des valeurs) nous laisse croire que l'approche méthodologique et le cheminement de calcul développé pour cette étude présagent une bonne crédibilité pour les prévisions et les résultats finaux concernant l'évolution de pergélisol en fonction de l'évolution climatique de 2100.

Tableau XXVII – Les valeurs moyennes de température TTOP-A versus les projections GIEC des valeurs moyennes du réchauffement en surface à la fin du XXI^e siècle³⁴.

Cas	Variations de température GIEC (°C, pour 2090-2099 par rapport à 1990-1999)		Modèle TTOP-A Variations de température (°C, pour 2090- 2100) ³⁵
	Valeur la plus probable	Intervalle probable	Valeur calculée
Concentrations constantes, niveaux 2000	0.6	0.3 – 0.9	---
Scénario MCCG3 SRES A2	3.4	2.0 – 5.4	3.54
Scénario MCCG3 SRES B1	1.8	1.1 – 2.9	1.61
Scénario MCCG3 SRES A1B	2.8	1.7 – 4.4	1.34

Malgré cette évolution évidente à la hausse, les valeurs de température d'une année à l'autre ne présentent pas une évolution linéaire (Figure 83, page 193 et Tableau XXVIII, page 214), même si leurs tendances suivent de près les prévisions climatiques du Modèle Couplé Climatique Global (Figure 82, page 191) (MCCG3, CCmaC, 2009).

La variation de la différence des valeurs de température à la surface du pergélisol d'une année à l'autre est causée par :

- La superficie considérée : nous avons utilisé une zone relativement petite, de 1440 x 720 km, par rapport à la superficie totale occupée par le pergélisol³⁶ et prise en calcul par Smith et Riseborough (1996) et Heginbottom et coll. (1995) dans le calcul de la valeur moyenne de la température. En conséquence, les oscillations des valeurs de la température à l'intérieur du transect d'étude ne sont pas compensées par l'ensemble du territoire.
- La zone géographique considérée : le transect d'étude représente seulement une zone spécifique dans l'ensemble géographique occupée par le pergélisol, avec un positionnement et des caractéristiques pour la zone étudiée. L'apport

³⁴ GIEC (2007): *Bilan 2007 des changements climatiques*, pp.8.

³⁵ Variations de température de 2090-2100 par rapport à 2010-2020

³⁶ 50% de la superficie totale du Canada est occupée par le pergélisol [Heginbottom et coll. (1995)]

des autres zones géographiques avec des caractéristiques différentes (par rapport à la température, l'humidité, les précipitations, la topographie, etc.) n'est pas pris en calcul.

- Les valeurs de température obtenues sont indépendantes à une échelle de 25 km mais avec une forte corrélation à une échelle de 360 km (dans d'autres mots, la forte corrélation est manifeste pour l'ensemble des données à l'intérieur de la zone d'étude).
- L'évolution des valeurs de la température de l'air.

Tableau XXVIII – Les valeurs moyennes de température (°C) à la surface de pergélisol (la zone d'étude) pour la période 2010 - 2100 (MCCG3: SRES A1B, A2 et B1)

	Température moyenne		
Année	A2	A1B	B1
2010	-7.08	-6.84	-6.19
2011	-7.90	-6.63	-6.47
2012	-7.17	-6.57	-6.78
2013	-8.10	-7.07	-8.00
2014	-7.83	-7.42	-8.27
2015	-6.47	-6.98	-7.46
2016	-6.45	-8.04	-6.83
2017	-8.17	-8.25	-5.82
2018	-7.48	-8.83	-7.73
2019	-5.54	-7.30	-7.66
2020	-7.71	-7.91	-6.20
2021	-7.77	-7.58	-6.97
2022	-7.57	-7.68	-6.20
2023	-6.21	-8.26	-7.59
2024	-6.53	-6.87	-7.51
2025	-7.69	-7.42	-6.68
2026	-7.32	-7.64	-7.46
2027	-6.69	-6.77	-5.77
2028	-7.85	-6.68	-6.70
2029	-7.93	-4.67	-7.10
2030	-7.72	-6.38	-6.86
2031	-5.88	-7.24	-7.09
2032	-8.07	-7.35	-7.52
2033	-7.08	-6.20	-6.53
2034	-7.09	-6.47	-9.65
2035	-7.80	-7.63	-6.92
2036	-6.53	-6.71	-8.33
2037	-5.27	-7.69	-6.06
2038	-7.41	-6.50	-8.14
2039	-7.29	-6.35	-6.29
2040	-7.16	-7.35	-6.43
2041	-6.37	-6.53	-7.46
2042	-6.39	-7.25	-7.33
2043	-7.04	-6.82	-7.00
2044	-7.66	-7.47	-6.87
2045	-8.01	-6.98	-7.26
2046	-6.27	-6.34	-7.91
2047	-6.86	-6.81	-5.82
2048	-5.79	-6.60	-6.99
2049	-6.71	-6.88	-6.41
2050	-5.45	-6.14	-6.46
2051	-6.46	-6.68	-7.82
2052	-6.93	-8.25	-6.49
2053	-7.59	-5.55	-7.43
2054	-7.31	-6.59	-5.11
2055	-5.50	-6.88	-6.32
2056	-5.29	-6.73	-5.16
2057	-6.14	-6.42	-6.71
2058	-5.89	-6.68	-7.18
2059	-6.35	-5.18	-7.70
2060	-5.86	-5.86	-7.60
2061	-6.78	-5.82	-7.04
2062	-5.85	-6.60	-5.64
2063	-5.19	-6.43	-6.62
2064	-5.58	-6.73	-7.67
2065	-6.77	-6.50	-6.66
2066	-5.69	-6.81	-6.38
2067	-6.28	-5.79	-6.33
2068	-5.92	-7.06	-6.17
2069	-4.97	-5.56	-6.98
2070	-4.70	-4.17	-7.03
2071	-5.31	-6.70	-6.46
2072	-5.11	-6.65	-7.36
2073	-5.63	-6.59	-6.41
2074	-4.77	-5.12	-6.98
2075	-4.90	-5.87	-6.01
2076	-5.35	-5.42	-6.35
2077	-5.65	-7.50	-8.10
2078	-5.26	-6.52	-6.81
2079	-5.85	-5.91	-6.89
2080	-6.40	-4.46	-6.74
2081	-6.03	-6.37	-5.79
2082	-4.69	-4.71	-6.76
2083	-5.78	-5.79	-4.89
2084	-5.31	-5.56	-5.99
2085	-4.35	-6.32	-6.76
2086	-3.59	-5.67	-5.79
2087	-5.14	-5.85	-5.26
2088	-6.13	-5.94	-5.30
2089	-4.89	-4.46	-5.80
2090	-4.47	-6.16	-3.99
2091	-4.00	-5.99	-5.80
2092	-3.31	-5.94	-5.85
2093	-4.46	-5.81	-6.24
2094	-4.21	-7.43	-5.20
2095	-3.09	-7.97	-5.65
2096	-3.76	-5.76	-5.88
2097	-3.23	-5.64	-5.54
2098	-4.61	-6.24	-5.15
2099	-2.86	-5.43	-5.76
2100	-2.95	-4.68	-4.67

Nonobstant le fait que les résultats obtenus s'inscrivent dans des écarts et des plages des valeurs prévues et acceptées (GIEC, 2007), et qu'ils respectent la logique de la méthodologie de calcul employée par Smith et Riseborough, cette étude reste, selon nous, à un niveau de généralisation élevé.

6.3 TTOP-A versus TTOP

Ce chapitre présente une synthèse des éléments propres à chaque modèle (TTOP et TTOP-A). Le Tableau XXIX (page 216) montre les principaux éléments qui différencient le modèle TTOP-A de modèle TTOP. Parmi ces éléments, les plus importants sont :

- Les données d'entrée; Smith et Riseborough (1996) utilisent les données du MCCG de deuxième génération tandis que notre étude emploie les données du MCCG de deuxièmes et de troisième génération.
- La période observée; Smith et Riseborough (1996) utilisent les valeurs de prédiction de température de la vingtième année de la période de 20 ans fournie par MCCG2 (2xCO₂) par rapport au modèle TTOP-A qui utilise les valeurs « en continu » pour la période de 2010 à 2100 avec un pas journalier.
- La dynamique du phénomène; dans leur étude, Smith et Riseborough (1996) figent les résultats au niveau d'une seule année (la vingtième de la période) sans prendre en compte l'évolution du phénomène pergélisol. Notre étude suit l'évolution du pergélisol durant toute la période de 2010 à 2100.
- Les caractéristiques physiques du pergélisol; les résultats obtenus par Smith et Riseborough (1996) donnent les conditions d'existence du pergélisol par rapport à la valeur de température à la surface de la couche pergélisolée et non par rapport aux valeurs résultantes de son épaisseur. Notre étude tient compte de l'épaisseur, de la distribution et du type de pergélisol.
- L'appareil mathématique; Smith et Riseborough (1996) calculent la dispersion (la répartition par désagrégation) des données en utilisant l'interpolation par le plus

proche voisin. Notre étude emploie une approche indépendante, en utilisant les Modèles Stochastiques Déterminés (MSD).

Tableau XXIX – TTOP-A versus TTOP ; les caractéristiques

<i>Paramètres</i>	<i>Modèle</i>	
	TTOP	TTOP-A
Résolution spatiale	360 km	25 km
Désagrégation des données	Interpolation	Modèle stochastique déterminé
Humidité du sol (%)	Générique*	Valeur zonale
Épaisseur de la neige (m)	Interpolée	Valeur zonale
Type de sol	Générique	Valeur zonale
Conductivité thermique du sol ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	Générique	Valeur zonale
Température de l'air ($^{\circ}\text{C}$)	Interpolée	Observée
Effet d'isolation de la couverture végétale	1	1
Modèle Couplé Climatique Global	2 ^e génération	3 ^e génération
Scénario (s)	SRES A1 IS92a	SRES A2, B1, A1B
Période observée	20 ^e année	2010-2100
Évolution du pergélisol	---	En continu 2010-2100
Épaisseur de pergélisol	---	Valeur zonale
Type de pergélisol	Valeur zonale	Valeur zonale

* Valeur générique = une valeur fixe pour toute la zone d'étude.

Toutefois, nous avons comparé nos résultats de l'évolution de pergélisol obtenus avec ceux obtenus par Smith et Riseborough (1996). Malgré le fait que les données d'entrée proviennent des différentes sources (MCCG3 versus MCCG2), que les périodes sur lesquelles l'évolution de pergélisol a été étudiée diffèrent elles aussi (2010-2100 versus

2040-2050) et que les superficies de référence sont différentes (la zone d'étude versus la superficie totale du Canada) nous pouvons constater que :

- Pour un scénario MCCG2 IS92a "2xCO₂" Smith et Riseborough (1996) trouvent que la surface totale du pergélisol au Canada, actuellement de 48 % du territoire, sera réduite à 21 %. Pour avoir la possibilité de comparer les résultats, nous avons considéré la superficie pergélisolée totale actuelle comme étant égale à l'unité (100 %). Proportionnellement, selon Smith et Riseborough (1996), le pergélisol se réduira à 43,75 %³⁷ (voir § 2.12).
- À l'intérieur de la zone d'étude, selon chaque scénario et en gardant la même proportionnalité (la zone d'étude égale à 100 %), nous avons trouvé (Tableau XXX, page 218) :

³⁷ C'est-à-dire 21% de 48% de l'ensemble du territoire.

Tableau XXX – TTOP-A versus TTOP ; les résultats

	TTOP 2050	TTOP-A 2100		
	2xCO ₂	SRES A1B	SRES A2	SRES B1
Pergélisol réduit à	43.75 %	62.94 %	39.90 %	70.44 %

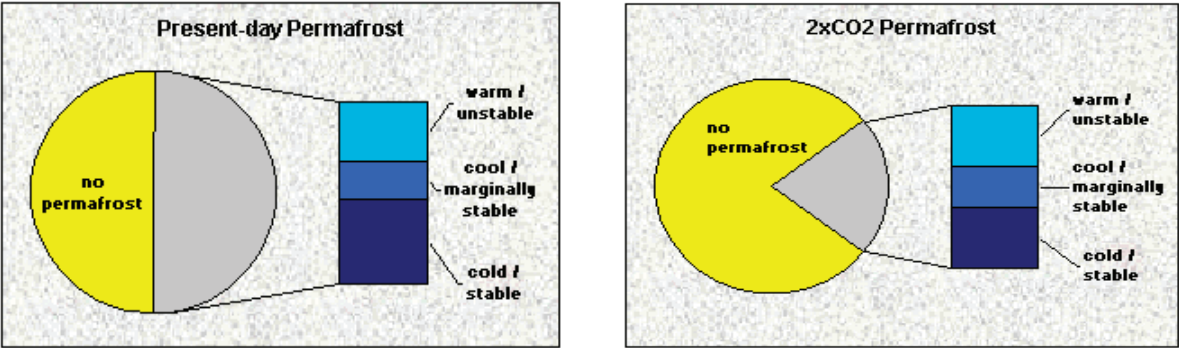


Figure 92 – L'évolution du pergélisol selon Smith et Riseborough (1996) (par rapporte à l'ensemble du territoire)

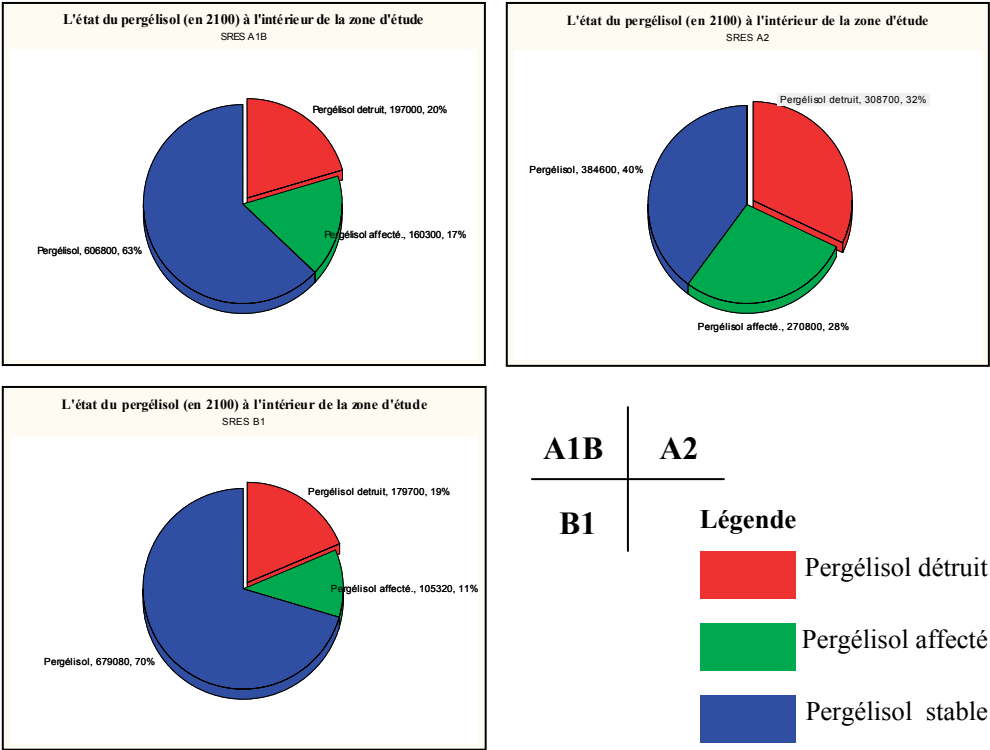


Figure 93 – L'évolution du pergélisol jusqu'en 2100 selon notre étude.

7 CONCLUSIONS

7.1 Conclusions

Le problème de la préservation environnementale est de plus en plus présent dans la vie quotidienne. La polémique, les questions et les réponses ont dépassé le débat théorique et nous pouvons constater que des initiatives et des mesures concrètes commencent à prendre forme : des organismes intergouvernementaux et internationaux s'organisent, des groupes de discussions présentent leur point de vue, même le citoyen ordinaire a une "conscience verte".

Le pergélisol a cessé d'être un problème « du nord arctique » : son degél accéléré de dernières décennies a des importantes répercussions pour : i) le processus paysagé (la stabilité du terrain, des versants et des côtes), ii) l'hydrologie (le régime d'eau en surface et phréatique), iii) les caractéristiques de surfaces (la végétation et l'albédo), iv) l'augmentation de l'effet de gaz de serre (GES) (les tourbières et les sols) ainsi que pour l'écosystème, les œuvres d'ingénierie et les infrastructures [Burgess (1999)]. Une stratégie de surveillance effective est essentielle dans la détection des changements climatiques, leurs évaluations et l'optimisation des réponses.

L'Office québécois de la langue française définit l'environnement comme étant³⁸ :

Ensemble dynamique et évolutif, constitué d'éléments physiques, chimiques, biologiques et de facteurs sociaux, dans lequel se développe tout organisme vivant et qui est susceptible d'avoir une influence directe ou indirecte sur celui-ci.

Tenant compte de cette définition, notre étude trouve un écho particulier dans cette dynamique environnementale à cause de son implication, de la nouvelle approche méthodologique et ses résultats concernant le problème d'évolution du pergélisol. Dans ce contexte, la présente étude a atteint ses deux objectifs majeurs de recherche proposés

³⁸ *Le grand dictionnaire terminologique*, Office québécois de la langue française (2010).

ainsi que l'aboutissement de plusieurs objectifs secondaires qui découlent du thème principal et qui visent à compléter les résultats finaux et les conclusions.

Le thème proposé par cette étude a été de "définir un modèle de simulation régionale et de prédiction de l'évolution du pergélisol en utilisant les données de prévision climatique fournies par le Modèle Couplé de Circulation Générale de troisième génération (MCCG3) du Centre Canadien de modélisation et d'analyse Climatique (CCmaC) du Canada". Nous avons utilisé le modèle canadien d'évolution du pergélisol (TTOP) et nous avons démontré qu'il peut être amélioré tant dans sa structure de calcul, que dans sa résolution spatiale. Par la suite, nous avons employé le modèle (TTOP-A) pour déterminer l'évolution et l'état de pergélisol de 2010 à 2100 (la zone d'étude).

Les deux objectifs principaux atteints ont été :

- A. La production des cartes des valeurs de température à la surface de pergélisol pour les années 2010-2100 à une résolution spatiale de 25 km (les Figures 73 à 79, pages 177 à 186 et Tableau XXVIII, page 214).
- B. La production des cartes d'épaisseur de pergélisol pour les années 2100 à une résolution spatiale de 25 km (la Figure 88, page 197, Figure 89, page 200, Figure 90, page 202, Figure 91, page 204 et Tableau XXVIII, page 214).

L'étude a été complétée par le dégagement de plusieurs objectives secondaires :

- a. L'utilisation d'une nouvelle méthode des désagréations des données.
- b. L'utilisation d'une meilleure résolution spatiale du modèle actuel d'évolution du pergélisol (TTOP).
- c. L'intégration des valeurs de contenu d'eau dans le sol (l'humidité).
- d. L'intégration du type de sol (la carte des sols).
- e. L'intégration de l'épaisseur de la couche nivale à une résolution de 25 km.
- f. L'intégration de plusieurs sources des données (CCmaC, la télédétection et les données GRIB).
- g. L'intégration des valeurs actuelles d'épaisseur du pergélisol.

Comme suite logique aux résultats obtenus (§ 5) et à la lumière de la nouvelle méthodologie proposée (§ 4), nous pouvons conclure que :

- **La température à la surface de pergélisol suit de façon corrélative la température de l'air.**

En utilisant les données fournies par le Modèle Couplé Climatique Global de troisième génération (MCCG3), nous avons déterminé les valeurs de température à la surface de pergélisol pour la période 2010 - 2100. Pour toute la période d'étude, ces dernières suivent de près les variations de température de l'air (Figure 83, page 193, Figure 84, page 193 et Tableau XXV, page 201).

Relativement à la zone d'étude, nous avons établi la valeur de réponse thermique du pergélisol qui sera plus élevée dans la zone de 62° à 67° N, suivi par celle de 58° à 62° N et par la zone de 67°N et plus (Figure 83, page 193, Figure 84, page 193 et Tableau XXIV, page 190).

- **Pour la période 2010-2100, le pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude sera perturbé dans une proportion de 29 % à 60 % selon le scénario d'évolution climatique.**

Une des conséquences du réchauffement climatique est la dégradation ou le dégel de la couche de pergélisol. Cette étude a mis en évidence que le pergélisol subira une dégradation continue durant toute la période de 2010 à 2100 suivant les scénarios d'évolution climatique envisagés. On retrouve sa plus forte perturbation dans un scénario MCCG3 SRES A2 suivi de MCCG3 SRES A1B et de MCCG3 SRES B1.

Relativement à la zone d'étude d'une superficie de 964 100 Km², en 2100, 37 % de pergélisol sera affecté selon le scénario MCCG3 SRES A1B, 60 % de pergélisol sera affecté selon le scénario MCCG3 SRES A2 et 29 % de pergélisol sera affecté selon le scénario MCCG3 SRES B1 (Figure 90, page 202, Figure 91, page 204 et Tableau XXVIII, page 214).

- **En 2100, le pergélisol à l'intérieur de la zone d'étude disparaîtra dans une proportion de 18 % à 32 % selon le scénario d'évolution climatique.**

Le dégel du pergélisol est présent et elle se poursuivra durant toute la période de 2010 à 2100. Dans tous les scénarios climatiques envisagés, le pergélisol avec une épaisseur de moins de 10 – 12 m et qui est actuellement isolé, disparaîtra en 2100. Le pergélisol sporadique et celui extensif discontinu s'aminciront et c'est fortement probable que certaines zones pergélisolées changeront de classe pour un pergélisol isolé ou sporadique.

À l'intérieur de la zone d'étude, jusqu'en 2100, 20 % de la zone pergélisolée disparaîtra dans le scénario MCCG3 SRES A1B, 32 % de la zone pergélisolée disparaîtra dans le scénario MCCG3 SRES A2 et 18 % de la zone pergélisolée disparaîtra dans le scénario MCCG3 SRES B1. Par ailleurs, 23 % du pergélisol pérenne (continu) sera perturbé dans le scénario MCCG3 SRES A2 (Figure 89, page 200, Figure 90, page 202 et Tableau XXVIII, page 214).

Par la suite, basées sur le cheminement méthodologique et celui de calcul, plusieurs autres conclusions découlent :

- **Le Modèle Stochastique Déterminé (MSD) représente une option crédible pour la désagrégation de données climatiques.**

L'utilisation d'un Modèle Stochastique Déterminé (MSD) en employant un réseau neuronal de type Jordan nous a permis d'obtenir une désagrégation complète des données ayant une échelle de 360 km vers une échelle de 25 km. L'avantage majeur en utilisant cette approche de désagrégation des données climatiques réside dans l'intégration implicite des tous les paramètres du phénomène climatique et météorologique de la zone visée. Ces paramètres se retrouvent de façon implicite dans les données utilisées et dans les résultats.

Un autre avantage résultant est l'indépendance des valeurs de désagrégation. Ce type de désagrégation coupe toute propagation des erreurs entre les données de sortie à l'intérieur de la zone d'étude. Démonstration faite, les résultats obtenus en employant ce type de désagrégation se retrouvent dans les normes internationales (GIEC, 2007)

(Tableau XXIV, XXV, XXVI, pages 190, 201, 211) ou correspondent aux résultats obtenus par d'autres chercheurs [Heginbottom et coll. (1995), Smith et Riseborough (1996)].

- **L'intégration de plusieurs sources des données augmente la qualité et l'homogénéité des résultats.**

Cette étude a démontré que l'intégration de plusieurs sources des données est possible et que cette intégration peut améliorer la qualité de données d'entrée et celles de sortie (Figure 40, page 126, Figure 41, page 127).

En utilisant plusieurs sources des données (par exemple, celles de la télédétection, de la climatologie, de la géologie, GRIB et de la statistique appliquée), nous avons pallié le manque ou l'inhomogénéité des données dans des zones où les mesures « *in situ* » ne sont pas disponibles.

- **L'utilisation des données satellitaires représente une source fiable d'informations.**

L'intégration d'observations satellitaires de type SSM/I (les micro-ondes) pour la période de 1987 à 2007 a rendu possible l'approche méthodologique proposée par cette étude, à savoir la désagrégation par des Modèles Stochastiques Déterminés (MSD).

- **Les valeurs de dégradation du pergélisol estimées par Smith et Riseborough (1996) ont été surévaluées.**

Cette étude démontre formellement que le pergélisol sera affecté par le réchauffement terrestre dans tous les scénarios d'évolution climatique. Ces valeurs diffèrent par rapport à chaque scénario, mais elles peuvent donner un aperçu sur l'état de pergélisol en 2100.

L'étude a fourni trois jeux des valeurs concernant la superficie pergélisolée affectée (Tableau XXVIII, page 214, Figure 91, page 204 et Figure 92, page 218). Comparatif aux résultats publiés par Smith et Riseborough (1996), deux de trois scénarios de forçage radiatif MCCG3 SRES montrent des valeurs largement différentes concernant la réduction de la superficie pergélisolée : 62.94 % et 70.44 % pour MCCG3 SRES A1B et MCCG3 SRES B1 respectivement versus 43.75 % pour MCCG2 IS92a (2xCO₂).

Seulement selon le scénario extrême MCCG3 SRES A2 la valeur de la superficie réduite de pergélisol se rapproche de celle trouvée par Smith et Riseborough (1996), à savoir 39.90 % versus 43.75 % (Tableau XXX, page 218).

Nous rappelons que le contexte d'étude (la période d'étude) et les scénarios d'évolution climatique utilisés diffèrent.

Comme suite, et tenant compte de toutes les contraintes mentionnées ci-dessus, nous pouvons conclure que les résultats obtenus par Smith et Riseborough (1996) représentent une estimation de l'état futur du pergélisol canadien seulement pour un changement climatique et un scénario de forçage extrême.

- **Cette étude a démontré sa pertinence de recherche dans l'utilisation du modèle TTOP-A.**

Basé sur les résultats obtenus et sur les conclusions qui découlent, cette recherche propose une nouvelle approche et un nouveau regard sur l'évolution et l'état du pergélisol pour 2100 en utilisant le nouveau modèle climatique MCCG3 et les nouveaux scénarios de forçage radiatif SRES A1B, A2 et B1 [GIEC, 2007].

Cette étude utilise le modèle TTOP décrit par Smith et Riseborough en 1996. Les résultats obtenus démontrent qu'il sera nécessaire une réévaluation du chemin méthodologique du modèle et des conclusions actuellement véhiculées concernant l'évolution et l'état de pergélisol dans l'arctique canadien.

7.2 Contribution à la science

La présente étude a atteint ses objectifs principaux et secondaires de recherche et elle a proposé une nouvelle approche méthodologique pour la désagrégation des données. Concernant l'évolution et l'état du pergélisol pour la période de 2010 à 2100, l'étude propose des conclusions basées sur des résultats qui démontrent clairement qu'il y a un réel changement dans la couche pergélisolée dû au réchauffement climatique.

De plus, l'étude apporte une éventuelle réponse à la question : "Jusqu'où et de quelle manière le pergélisol va évoluer dans les prochaines décennies ?" selon le modèle climatique et le scénario de forçage envisagé pour la zone d'étude. Malgré le fait que nos réponses sont différentes de celles trouvées par Smith et Riseborough (1996), elles ne sont pas en contradiction avec les dernières. Nos résultats apportent un autre point de vue basé sur des données et des recherches plus récentes, une approche différente au problème de la désagrégation des données ainsi qu'un niveau de détail plus fin.

L'étude propose aussi plusieurs étapes dans la manipulation et l'intégration d'un grand volume des données dans un environnement de travail ordinaire qui, normalement, ne permet pas ce type d'activité (voir l'**Annexe K**).

7.3 Recommandations

Ceux-ci disent, nos recommandations vont dans la même direction :

Tenant compte du rôle important joué par le pergélisol au Canada, nous pensons qu'une étude concernant l'évolution de pergélisol à l'échelle nationale, en se basant sur les dernières recherches et données scientifiques, apportera une nouvelle réponse à ce problème. Cette étude devrait se faire en utilisant les hypothèses de travail et les prédictions fournies par les modèles climatiques et les scénarios de forçage de GIEC. Comme nous l'avons constaté, l'évolution climatique sera semblable dans les trois scénarios de forçage radiatif jusqu'en 2040-2055. Après cette période les prévisions commencent à se différencier et, selon chaque scénario, la réponse thermique du pergélisol se particularise selon le cas, d'où l'importance à connaître cette réponse.

Une autre direction envisageable de recherche sera de reprendre la méthode de désagrégation proposée par notre étude et de l'utiliser à l'ensemble de la zone pergélisolée. Cette approche par des Modèles Stochastiques Déterminés se prête à une grande généralisation et elle peut apporter une solution à la désagrégation des données pour l'ensemble du territoire canadien. Les résultats obtenus par cette étude, ainsi que les conclusions tirées à la suite de l'analyse des valeurs résultantes nous laissent croire que la

méthode de désagrégation par des Modèles Stochastiques Déterminés en utilisant un réseau neuronal peut pallier les incertitudes d'une approche plus traditionnelle par l'interpolation de données.

Cette étude a démontré aussi que l'intégration de plusieurs sources des données est non seulement possible, mais souhaitable, vu leur apport des informations essentielles pour l'ensemble des travaux. Suivant cette ligne, nous proposons comme direction possible de recherche l'intégration, à une plus large échelle, des données provenant des différentes sources: par exemple, l'intégration des données radar pour déterminer l'état et les paramètres de la couche de végétation à l'ensemble du territoire ou l'intégration du type et des valeurs d'épaisseur de la couche active dans l'équation du modèle TTOP peut épauler une recherche plus approfondie du phénomène d'évolution du pergélisol. Cette intégration devrait se faire dans un contexte applicatif SIG à grande échelle.

Une autre direction importante de recherche est la modélisation de la couverture nivale et l'intégration de celle-ci dans le modèle de transfert de chaleur vers le sol et vers la surface du pergélisol. Étant donné que l'épaisseur de la neige représente un facteur important dans cette équation, un développement des paramètres spécifiques dans l'équation TTOP (-A) améliorera la qualité des résultats.

Pour en finir, une étude sur le phénomène global de transfert de la chaleur dans le sol et la définition d'une nouvelle équation de transfert sera bénéfique et elle mettra les bases pour de nouvelles recherches exploratoires. Cette nouvelle équation devra tenir compte des derniers résultats de recherche concernant le dégel et l'évolution du pergélisol, l'influence des eaux souterraines et de surface, les paramètres physico-chimiques du sol et de la couche nivale et de celle végétale.

Nous sommes convaincus qu'il y a un besoin réel et urgent à savoir plus sur l'évolution climatique et son effet sur la cryosphère et c'est dans ce contexte que le pergélisol représente un élément d'étude important. La nécessité d'avoir des réponses adéquates pour les prochaines décennies concernant ces changements se fait ressentie à tous les niveaux de notre société. Dans cette optique, la présente étude se veut une modeste contribution à l'ensemble de la recherche scientifique.

8 RÉFÉRENCES

Abaurrea J. et J. Asin, 1998, A method for statistical downscaling of local daily rainfall, *Ciudad Universitaria*, Spain, communication scientifique.

Adams J, 2010, Vegetation - Climate Interaction; How Plants Make the GLobal Environment, *Springer, Praxis Publishing Ltd*, pp. 183-185

Alves D. et D. Skole, 1996, Characterizing Land Cover Dynamic Using Multi-temporal Imagery, Vol.17, pp. 835-839.

Armstrong L., 1993, Detection of fluctuations in global snow cover using passive microwave remote sensing. Dans: R. Barry, B. Godson et E. LeDrew, *Snow Watch '92. Detection Strategies for Snow and Ice. International Workshop on Snow and Lake Ice Cover, and the Climate System, 30-31 March 1992, Niagara, Ontario, Proceeding, Glaciological Data Report GD-25*, pp. 52-56.

Armstrong L., K. Knowles, M. Brodzik et M. Hardman, 1994, updated 2003, DMSP SSM/I Pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures, Boulder, CO: *National Snow and Ice Data Center*, "Digital media and CD-ROM".

Aubourg C., J. Daniel et P. De Wever, 2000, Problèmes résolus de Sciences de la Terre et de l'Univers, Vuibert, Paris, 371p.

Aylsworth J., M. Burgess, D. Desrochers, A. Duk-Rodkin, T. Robertson et J. Traynor, 2000, Surficial geology, subsurface materials, and thaw sensitivity of sediments, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 41-48.

Bachu S., 1985, Influence of lithology and fluid flow on the temperature distribution in a sedimentary basin: A case study from the Cold Lake area, Alberta, Canada, *Tectonophysics*, Vol. 120, pp. 257-284.

Bachu S., 1988, Analysis of heat transfer processes and geothermal pattern in the Alberta Basin, Canada, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93(B7), pp. 7767-7781.

Bachu S., 1993, Basement heat flow in the Western Canada Sedimentary Basin, *Tectonophysics*, Vol. 222, pp. 119-133.

Bachu S. et S. Cao, 1992, Present and past geothermal regimes and source-rock maturation, Peace River Arch area, Canada, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 76, pp. 1533-1549.

Barrow E. et P. Gachon, 2003, Introduction to Climate Change Scenario Development, *Canadian Climate Impacts and Scenarios (CCIS)*.

Barry G., G. Courtin et C. Labine, 1981, Tundra climates. Dans: L. Bliss, J. Cragg, D. Heal et J. Moore, *Tundra Ecosystems: A Comparative Analysis*, Cambridge University Press, pp. 81-114.

Barry G., R. Weaver et V. Troisi, 1992, SSM/I and other Cryospheric Products from the Snow and Ice DAAC. Dans: *Second WMO Operational Ice Remote Sensing Workshop*, Ottawa, Canada. *Abstracts and Papers, Vol. 1*, AES/WMO, pp. 87-100.

Basis A., C. Williams, N. Grody, T. Ross, S. Shen, A. Chang, R. Ferraro et M. Menne, 2001, Using the special sensor microwave imager to monitor surface wetness, *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 2, pp. 297-308.

Baumgardner M., E. Stoner, L. Silva et L. Biehl, 1985, Reflectance properties of soils, *Advanced Agronomy*, Vol. 38, pp.1-44.

Beauchamp J., 2003, Bilan radiatif de la Terre, Université de Picardie Jules Verne, France, *communication scientifique*.

Becker B., A. Mistra et B. Fricke, 2002, Developement of Correlations for Soil Thermal Conductivity, University of Missouri-Truman Campus, article.

Becker B. et A. Misra, 2006, Development of Correlations for Soil Thermal Conductivity, University of Missouri-Kansas City, 32 p.

Beniston M., W. Haeberli, M. Hoelzle et A. Taylor, 1997, On the potential use of glacier and permafrost observations for verification on climate models, *Annals of Glaciology*, Vol. 25, pp. 100-105.

Beschel R., 2004 (papers), Observations on the time factor in interactions on permafrost and vegetation.

Best P., K. Lunney, L. Jackson, D. Cresta, C. Killip et N. Ellis, 2002, Downscaling of weather prediction models for short-term alert systems for air quality and other decision-support systems, *The 16th Clean Air and Environment Conference in Christchurch*.

Bierkens M., P. Finke et P. de Willigen, 2000, Upscaling and Downscaling Methods for Environmental Research, *Kluwer Academic Publisher*.

Bierkens M., 1999, Some trends and directions in Geographical Hydrology, *Utrecht University*, communication scientifique.

Birkeland P., 1984, Soils and Geomorphology, New York, *Oxford University Press*, 459p.

Bishop C., 1995, *Neural Networks for Pattern Recognition*, Oxford University Press, 156p.

Bockheim J. et C. Tarnocai, 1998, Recognition of cryoturbation for classifying permafrost-affected soils, *Geoderma*, Vol.81, pp. 281-293.

Bonn F. et G. Rochon, 1992, Précis de télédétection, Vol.1, *Presse de l'université du Québec*.

Bonn F. et G. Rochon, 1992, Précis de télédétection, Vol.2, *Presse de l'université du Québec*.

Bristow K., G. Kluitenberg et R. Horton, 1994, Measurement of soil thermal properties with a dual-probe heat-pulse technique, *Soil Science Society American Journal*, Vol. 58, pp.1288-1294.

Brown E., 1970, *Permafrost in Canada*, University of Toronto Press, Toronto. 234 p.

Brown R., 1974, Distribution and environmental relationships of permafrost, *Canada National Committee for the Hydrologic Decade*, 5 p.

Brown E., 1978, Permafrost map of Canada, Carte 32 dans *Hydrological Atlas of Canada*, Ottawa, Department of Fisheries and Environment.

Brown J., O. Ferrians Jr., J. Heginbottom et E. Melnikov, 1998, Digital Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions. Dans: International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS) version 1.0, (NSIDC User Services.)

Brown J., O. Ferrians Jr., J. Heginbottom et E. Melnikov, 1998, révisé February 2001, *Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions*, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Digital Media.

Brown J., K. Hinkel et F. Nelson, 2001, The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: Research designs and initial results, *Polar Geography*, Vol.24(3), pp.163-258.

Brown R. et R. Braaten, 1997, Spatial and Temporal Variability of Canadian Monthly Snow Depth, 1946-1995, *Atmosphere-Ocean Journal*, Vol.36, pp. 37-54.

Bugmann H., 1998, Scaling Issues in Forest Succession Modeling, *Potsdam Institute for Climate Impact Research*.

Bugmann H., A. Fischlin et F. Kienast, 1996, Model convergence and state variable update in forest gap models, *Ecological Modelling*, Vol. 89, pp. 197-208.

Buol S., F. Hole et R. McCracken, 1980, Soil Genesis and Classification (2nd ed.), *Iowa State Univ. Press Ames*, 406 p.

Burgess M., 1999, avec les contributions de R. Brown, C. Duguay, M. Nixon, S. Smith, F. Wright, Contributions canadiennes au SMOC - *Permafrost: a background document to assist in the development of a Canadian initial observing system for the Global Climate Observing System*, 23 p.

Burgess M. et D. Lawrence, 2000, Permafrost and surficial materials along a north-south transect: observations from the Norman Well pipeline, *Geological Survey of Canada, Bulletin*, Vol. 547, pp. 127-141.

Burgess M., D. Desrochers et R. Saunders, 2000, Potential changes in thaw depth and thaw settlement for three locations in Mackenzie valley, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 187-195.

Burgess M. et L. Smith, 2000, Shallow ground temperature, *Geological Survey of Canada, Bulletin*, Vol. 547, pp. 89-103.

Burgess M., W. Riseborough et S. Smith (eds.), 2001, Permafrost and Glaciers/Icecaps Monitoring Networks Workshop - January 28-29, 2000, *Report on the Permafrost Sessions*; Geological Survey of Canada Open File D4017, 1 CD-rom.

Burgess M. et S. Smith, 2003, 17 years of thaw penetration and surface settlement observations in permafrost terrain along the Norman Wells pipeline, Northwest Territories, Canada, Proceedings - 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 20-25, Ed. Haeberli et Brandova, *International Permafrost Association*, Vol. 8(1), pp. 107-112.

Busuioc A., D. Chen et C. Hellstrom, 2001, Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate change estimates application for Sweden precipitation, *International Journal of Climatology*, Vol.21, pp. 557-578.

Cano R., A. Cofino, M. Rodriques et J. Gutierrez, 1999, Self-Organizing Maps for Statistical Downscaling in Short-Range Weather Forecast, *Instituto Nacional de Meteorologia CMT/CAS*, Santander, Spain, présentation scientifique.

Canadian National Committee for the International Permafrost Association (CNC-IPA), 2004.

Campbell G., 1985, Soil Physics with BASIC, Transport Models for Soil-Plant Systems, *Elsevier, New York*, 150 p.

Campbell M., 1986, Energy and the atmosphere: A physical-chemical approach, *John Wiley & Son Ltd.*

Campbell G. et J. Norman, 1998, An Introduction to Environmental Biophysics, *Springer*, 288p.

Caya D., R. Laprise, M. Giguère, G. Bergeron, J. Blanchet, B. Stocks, G. Boer, et N. McFarlane, 1995, Description of the Canadian regional climate model. *Water, Air and Soil Politics*, Vol.82, pp. 477-482.

CCmaC (Centre Canadien de la modélisation et de l'analyse Climatique), 2003, *présentation*.

Chang C., J. Foster et D. Hall, 1987, Nimbus-7 SMMR Derived Global Snow Cover Parameters, *Annals of Glaciology*, Vol.9, pp.39-44.

Changements climatiques : de la Convention de Rio aux accords de Bonn et Marrakech. Guide explicatif des accords internationaux – 2002, *Service du premier ministre*, Paris.

Civil Engineering Hydraulicc, 2009, 5th Edition, *Willey-Balckwell*, pp. 147.

Commission géologique du Canada, 2004, Recherche sur pergélisol.

Couture R., S. Robinson et M. Burgess, 2000, Climate change, permafrost degradation, and infrastructure adaptation : preliminary results from a pilot community case study in Mackenzie valley, *Geological Survey of Canada*, Current Research 2000-B2.

Cox P., R. Betts, C. Bunton, R. Essery, P. Rowntree et J. Smith, 1999, The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity, *Climate Dynamics*, Vol.15, pp. 183-203.

Cryosol Working Group, 2001, Northern and Mid Latitude Soil Database, Version 1, *National Soil Databas, Research Branch, Agriculture and Agri-Food Canada*, Ottawa, Canada.

Cusack S., A. Slingo, J. Edwards et M. Wild, 1998, The radiative impact of a simple aerosol climatology on the Hadley Centre GCM. *Meteorological Society*, Vol.124, pp. 2517-2526.

Cybenko G., 1989, Approximation by Superpositions of a Sigmoidal Function, *Mathematics of Control, Signals, and Systems*, Vol. 2, pp. 303-314.

Dallimore S. et J. Matthews Jr., 1997, The Mackenzie Delta borehole project, *Environmental Studies Research Funds Report No. 135*, Calgary.

Delaloye R., 2002, Géomorphologie générale, Ch.7: Processus et formes en milieu périglaciaire, *Université Lausanne*, papiers.

Données encyclopédiques, 2001, Hachette Multimédia / Hachette Livre.

Données climatiques quotidiennes du Canada sur CD-ROM - Ouest du Canada, 1999, *Centre météorologique canadien*.

Duguay C. et P. Lafleur, 1997, Monitoring ice freeze-up and break-up of shallow tundra laker and ponds using ERS-1 SAR data, *Proceedings of the International symposium: Geomatics in era of RADARSAT, CD-ROM*.

Dyke L., 2000, Climate of the Mackenzie River valley, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 21-30.

Dyke L., 2000, Shoreline permafrost along the Mackenzie River, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 143-151.

Dyke L., 2000, Stability of permafrost slopes in the Mackenzie valley, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 177-186.

Encarta 2004, CD-ROM.

Environnement Canada, 1995 - 2004, La Voie verte.

Environment Canada (1999), *Climate and Water, How might these changes affect Canada?*

Environnement Canada : les enjeux du réchauffement de la planète, *Problèmes économiques* (numéro spécial) n° 2.710 / 25 avril 2001, 32 p.

Faraway J., 2002, Practical Regression and Anova R, *Press*, 213 p.

Frauenfeld W., T. Zhang et J. McCreight, 2006, Climatology and variability of the 20th century Northern Hemisphere freezing/thawing index, *International Journal of Climatology*.

Fuentes U. et D. Heimann, 2000, An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology, *Theoretical and Applied Climatology*, Vol.65, pp. 119-135.

(GEWEX) Global Energy and Water cycle Experiment, 2004.

(GIEC) Le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat, 2001 : Climate Change 2001 : The Scientific Basis, Climate Change 2001 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability et Climate Change 2001 : Mitigation.

(GIEC) Le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. *Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur*

l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, 103 p.

Gaoli S., D. Fangping, L. Qinhua et X. Xiaozhou, 2010, The Sensitivity and Optimization of the Model Parameters for the Simulation of Latent Heat Flux, *2010 Sixth International Conference on Natural Computation (ICNC) (10-12 Aug. 2010)*, Vol. 5, pp. 2494-2501.

Gballou Y et G Gnahoua, 1995, Les méthodes de mesure de la densité apparente, Analyse de la dispersion des résultats dans un horizon donné, *Cahier ORSTOM, série Pédologie*, Vol. XXV, No.4, 1989-1990, pp. 423-429.

Geothermal Favourability Map Northwest Territories (report), 2010, *Environment and Natural Resources, Northwest Territories (April 2010)*, p.59.

Gingras D., 1997, Le fleuve...en bref - Capsules-éclair sur l'état du Saint-Laurent, *Environnement Canada*, Région du Québec, Conservation de l'Environnement, Centre Saint-Laurent.

Gonzalez R et R. Wood, 2008, *Digital Image Processing*, Pearson Prentice Hall.

Gordon C. et W. Stern, 1982, A description of the GFDL global spectral model, *Monthly Weather Review*, Vol. 110(7), pp. 625-644.

Gordon C., C. Cooper, C. Senior, H. Banks, J. Gregory, T. Johns, J. Mitchell et R. Wood, 2000, The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Climate Dynamics* Vol.16, pp. 147-168.

Grody C. et A. Basist, 1994, Snowcover Identification Using the Special Sensor Microwave Images, *Proceedings of the Fifty-First Annual Eastern Snow Conference*, June 15-16, Dearborn, Michigan.

Goodrich L., 1982, The influence of snow cover on the ground thermal regime, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.19, pp. 421-432.

Gurney K., 1997, An Introduction to Neural Networks, *London Press*, 503 p.

Guyot G., 1999, Climatologie de l'environnement : cours et exercices corrigés, Dunod Presse, *Collection : Sciences SVP. Sciences de la nature et de la vie*.

Hadley Centre, 1998, Climate Change and its impacts, Some highlights from the ongoing UK research programme: a first look at results from the Hadley Centre's new climate model, *Department of the Environment, Transport and the Regions/UK Met Office*, 11 p.

Hadley Centre for Climate Prediction and Research, 2003, *présentation*.

Haeberli W., 1985, *Glaciers and the environment*, UNEP, Kenya.

Haeberli W., 1990, Glacier and permafrost signals of 20th century warming, *Annals of Glaciology*, Vol.14, pp. 99-101.

Harap's Compact, 2001, *Harrap Publisher Ltd*, pp. 427.

Harris S., 1986, *The Permafrost Environment*, Barnes & Nobles Books.

Haykins S., 2009, *Neural networks and learning machines*, Pearson Prentice Hall, Library of Congress, 847 p.

Heginbottom J., 2000, Permafrost distribution and ground ice in surficial materials, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 31-39.

Heginbottom J. et L. Radburn (compilation), 1992, *Permafrost and ground ice conditions of northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Map 1691A, scale 1:1,000,000*, Digitized by S. Smith, Geological Survey of Canada, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Digital Media.

Heginbottom J., M. Dubreuil et P. Harker, 1995, Canada - Permafrost, dans: National Atlas of Canada, 5th Edition, *National Atlas Information Service*, Natural Resources Canada, MCR 4177.

Henderson F. et A. Lewis, 1998, *Manual of Remote Sensing*, Vol.1-2-3, John Wiley & Sons, Inc.

Henderson-Sellers A. et P. Robinson, 1986, *Contemporary Climatology*, Longman Group UK Ltd., Harlow.

Hollinger J., 1991, DMSP Special Sensor Microwave Imager Calibration/Validation, *Final Report*, Volume II, Naval Research Laboratory, Washington, D.C.

Holger B. et U. Monich, 2010, Sampling of Deterministic Signals and Systems, *IEEE Transactions on Signal Processing*, DSP-SAMP.

Hertz J., R. Palmer et A. Krogh, 1990, *Introduction to the theory of neural computation*, Perseus Books, 201 p.

Hufty A., 2001, Introduction à la climatologie : le rayonnement et la température, l'atmosphère, l'eau, le climat et l'activité humaine, *Presses de l'Université Laval*, 542 p.

IPA - International Permafrost Association Standing Committee on Data Information and Communication, 2003, *Circumpolar Active-Layer Permafrost System, Version, 2.0*, Edited by M. Parsons and T. Zhang. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, CD-ROM.

(IPCC) Intergovernmental Panel on Climate Change, 1990, Seasonal snow cover, ice and permafrost, *Potential impacts of climate change*, Report of Working Group 2, Ch. 7.1-7.45.

(IPCC) Intergovernmental Panel on Climate Change, 1991, Climate Change, The IPCC Response Strategies, *Island Press*, Washington D.C., pp. 272.

(IPCC) Intergovernmental Panel on Climate Change, 1996, Climate change 1995 - the science of climate change, summary for policymakers and technical summary of the working group I report. *Cambridge University Press*, Cambridge, 56 p.

(IPCC) Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001, Climate Change 2001, *IPCC Third Assessment Report*.

Jackson R. et S. Taylor, 1986, Thermal Conductivity and Diffusivity, Methods of Soil Analysis Part 1 Physical and Mineralogical Methods, *Agronomy Monograph no. 9 (2nd Edition)*, pp 945-956.

Jensen H., J. Carmeliet et H. Hens, 2002, The influence of soil moisture in the unsaturated zone on the heat loss from buildings via the ground, *International Journal of Thermal Envelope and Building Science*, Vol. 21, pp. 245-267.

Jet Propulsion Laboratory (JPL), 2003, *Physical Oceanographie DAAC*, Pasadena, CA.
Johns T., R. Carnell, J. Crossley, J. Gregory, J. Mitchell, C. Senior, S. Tett et R. Wood, 1997, The Second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM, Model description, spinup and validation, *Climate Dynamics*, Vol.13, pp. 103-134.

Jorgenson M., C. Racine, J. Walters et T. Osterkamp, 2001, Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska, *Climatic Change*, Vol. 48, pp. 551-579.

Jorgenson T., V. Romanovsky, J. Harden, Y. Shur, J. O'Donnell, E.Schuur, M. Kanevskiy et S. Marchenko, 2010, Resilience and vulnerability of permafrost to climate change, *Canadian Journal of Forest Research*, Vol.40, pp. 1219-1236

Jury W., W. Gardner et H. Gardner, 1991, Soil physics, 5th ed. New York, *John Wiley & Sons*, 421 p.

Jouzel J., 2004, EPICA Dome C Ice Cores Deuterium Data, IGBP PAGES, World Data Center for Paleoclimatology, Data Contribution Series # 2004 - 038. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA. doi: 10.3334/CDIAC/cli.007 (740,000-year Deuterium Record in an Ice Core from Dome C, Antarctica).

Jouzel J. et Claude L., 1987, La Jaune et la Rouge de 2000 : le réchauffement climatique, Paris, *présentation*.

Jouzel J., C. Lorius Petit, C. Genthon, N. Barkov, V. Kotlyakov et V. Petrov, 1987, Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years), *Nature*, Vol. 329, pp.403-408.

Kabat, P., et autres. (rédacteurs), 2004, *Végétation, eau, humains et le climat : Une nouvelle perspective sur un système interactif*, pp.89-94.

Kandel R. et Y. Fouquart, 1992, Le Bilan radiatif de la Terre, *La Recherche*, vol. XXIII, no. 241, pp. 316-324.

Karunaratne K. et C. Burn, 2003, Freezing n-factors in discontinuous permafrost terrain, Takhini River, Yukon Territory, Canada, Proceedings - 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 20-25, Ed. Springman et Arenson, *International Permafrost Association*, Vol. 8(1), pp. 519-524.

Kingsland S, 1985, Modeling nature, 431 p.

Koskinen J., L. Kurvonen, V. Jaaskelainen et M. Hallikainen, 1998, Capability of radar and microwave radiometer to classify snow types, *Helsinki University of Technology*, 4p.

Laprise R., D. Caya, M. Giguère, G. Bergeron, H. Côté, J.-P. Blanchet, G. J. Boer et N. McFarlane, 1998, Climate of Western Canada under current and enhanced greenhouse gas concentration as simulated by the Canadian Regional Climate Model, *Atmosphere.-Ocean*, Vol. 36(2), pp. 119-167.

Le troisième rapport du groupe I du GIEC, "Changement climatique 2001 : les bases scientifiques".

Le troisième rapport du groupe II du GIEC, "Changement climatique 2001 : impacts, adaptation, et vulnérabilité"

Le troisième rapport du groupe III du GIEC, "Changement climatique 2001 : mesures d'atténuation".

Leroux M., 2001, La dynamique du temps et du climat, 2^e édition, *Dunod, Paris, Collection : Masson sciences*, 367 p.

Leslie M., P. Morison, S. Speer et L. Qi, 2002, Atmospheric modelling and prediction, *Environmental Modelling and Prediction*, Springer, pp. 75-124.

Lillesand T., B. Currie et S. Haykin, 1987, Detection and Classification of Ice, *Research Studies Press Ltd.*, 287p.

Lillesand T. et R. Keifer, 1992, Remote Sensing and image interpretation, *John Willey & Sons*, 367p.

Liu S-F., Y-A. Liou et W-J. Wang, 2000, On The Retrievals Of Surface Soil Moisture From Simulated Smos And Amsr Brightness temperatures, *Center for Space and Remote Sensing Research*, National Central University, Taiwan.

Lorius C., 1999, Polar Learning from Ice Core research, *Environmental Science & Technology*, Vol.33, Issue 7, pp. 160 A-163 A.

MacKey M. et E. Stewart, 1998, Downscaling the Hydrological Cycle in the Mackenzie Basin with the Canadian Regional Climate Model, *Atmosphere Ocean*, Vol.36(3), pp. 179-211.

Mackay R., 1995, Active layer changes (1968-1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N.W.T., Canada, *Arctic and Alpine Research*, Vol.27, pp. 323-336.

Majorowicz J., A. Jessop et L. Lane, 2005, Regional heat flow pattern and lithospheric geotherms in northeastern British Columbia and adjacent Northwest Territories, Canada, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, March 2005, Vol. 53; No. 1; p. 51-66.

Malevsky – Malevich P., E. Molkentin, E. Nadyozhina, V. Simonov et O. Shklyarevich, 2000, The regional simulation of the permafrost response to the global climate change, *Main Geophysical Observatory, (MGO), Dynamic Meteorology Department*, St. Petersburg, Russia.

Maxwell B., 1997, Responding to Global Climate Change in Canada's Arctic, Volume II of The Canada Country Study: Climate Impacts and Adaptation, *Environment Canada*, 39 p.

McClelland J., R. Holmes, B. Peterson et M. Stieglitz, 2004, Increasing river discharge in the Arctic: Consideration of dams, permafrost thaw and fires as potential agents of change, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109.

McFarlane N., G. Boer, J.-P. Blanchet et M. Lazare, 1992, The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate. *Journal of Climate*, Vol. 5, pp. 1013-1044.

McFarlane N., J. F. Scinocca, M. Lazare, R. Harvey, D. Verseghy et J. Li, 2005, The CCCma third generation atmospheric general circulation model. *CCCma Internal Report*, 25 pp.

Mermoud, 2001, Cours de physique du sol, Chapitre 6: Régime thermique du sol, *Université de Lausanne*.

Monitoring, Evaluation, Reporting, Verification, and Certification of Climate Change Mitigation Projects– Methodologies and Guidelines. EPA State and Local Climate Change Program, 2001, *2001 Progress Report* (EPA #430-R-02-002).

Moskalenko N., 2008 (papers), Interactions between vegetation and permafrost on some CALM grids in Russia, *Earth Cryosphere Institute, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch*, Moscow, Russia.

Murphy M., 1995, Transient response of the Hadley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part I, control climate and flux adjustment, *Journal of Climate*, Vol.8, pp. 36-56.

Musy A. et M. Soutter, 1991, Physique du sol, Presse Polytechnique et Universitaires Romandes, pp.160-163.

National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), 2004, Ocean Modeling Branch.

National Research Council of Canada, 1988, (April 26, 2002), Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms, Permafrost Subcommittee, *Associate Committee on Geotechnical Research*.

National Snow and Ice Data Center (NSIDC), 2003, Solar Radiation, *presentation*.

National Snow and Ice Data Center (NSIDC), 2004, University of Colorado, Boulder.

Nelson F., O. Anisimov et N. Shiklomanov, 2001, Variations in circumpolar frozen ground conditions and modeled future conditions, Boulder, CO, *National Snow and Ice Data Center*, Digital media.

Nicholson F. et H. Granberg, 1973, Permafrost and snowcover relationships near Schefferville. *2nd International Conference on Permafrost, Yakutsk, North American Volume*, pp. 151-158.

Nidal H., Abu-Hamdeh et R. Randall, 2000, Effects of Density, Moisture, Salt Concentration, and Organic Matter, *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 64, pp.1285-1290.

Nixon F., 2000, Thaw-depth monitoring, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 119-126.

Nixon F. et M. Burges, 1999, Norman Well pipeline settlement and uplift movement, *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 36, pp. 119-135.

Nixon M., C. Tarnocai et L. Kutny, 2003, Long-term active layer monitoring; Mackenzie Valley, Northwest Canada, Proceedings - 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 20-25, Ed. Haeberli et Brandova, *International Permafrost Association*, Vol. 8(2), pp. 821-826.

Oberman G., 2008, Contemporary Permafrost Degradation of Northern European Russia, *In Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, June 29-July 3, Fairbanks, Alaska, 2008, Vol. 2, pp. 1305-1310.

Oberman G. et G. Mazhitova, 2001, Permafrost dynamics in the northeast of European Russia at the end of the 20th century, *Norwegian Journal of Geography*, Vol. 55, pp.241-244.

Obretin C. et B. Singh, 2003, La dépendance de la température de brillance (19GHz SSM/I) à l'évolution de la température de l'air, *25th Canadian Remote Sensing Symposium and 11th Congress of the Association québécoise de télédétection*, Octobre 14-17, Université de Montréal – article et affiche (en collaboration avec H. Granberg).

Office québécois de la langue française, 2010, Le Grand dictionnaire terminologique, Gouvernement du Québec.

Osterkamp T., 1984, Potential impact of a warmer climate on permafrost in Alaska. Dans: J. McBeath, ed., The Potential Effects of Carbon Dioxide-Induced Climatic Change in Alaska, *School of Agriculture*, University of Alaska, Report 83-1, pp.106-113.

Osterkamp T., 2008, Thermal State of Permafrost in Alaska During the Fourth Quarter of the Twentieth Century (Plenary Paper), Dans: *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, June 29-July 3, Fairbanks, Alaska, 2008, Vol. 2, pp. 1333-1338.

Osterkamp T. et V. Romanovsky, 1999, Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.10(1), pp. 17-37.

Osterkamp T., L. Vierek, Y. Shur, M. Jorgenson, C. Racine, A. Doyle et R. Boone, 2000, Observations of thermokarst and its impact on boreal forests in Alaska, U.S.A. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Vol.32, pp.303-315.

Pergélisol, glace de sol et couverture nival, 2006, *Rapport sur l'état de l'environnement*, Vérification environnementale des T.N.-O, pp.6-4.

Peng-fei W. et Y. Feng, 2010, *Mean Square Stability and Exponential Stability of the Heun Methods for Solving Stochastic Delay Differential Equations*, 2010 International Conference on Computer Application and System Modeling (ICCASM 2010).

Permafrost, 1973, North American Contribution, *Second International Conference*, National Academy of Science, pp.79.

Permafrost Subcommittee, 1988, *Glossary of Permafrost and Related Ground-ice Terms*, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada.

Pivovarov A., 1972, Thermal Conditions in Freezing Lakes and Rivers, *A Halsted Press Book*, New York, pp. 134.

Ploye F., 2001, Effet de serre, Science ou religion du XXI^e siècle?, *Édition Naturellement*, Paris.

Polyakov I., S. Akasofu, U. Bhatt, R. Colony, M. Ikeda, A. Makshtas, C. Swingley, D. Walsh et J. Walsh, 2002, Trends and variations in Arctic climate system, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 83, pp. 547-548.

Policy Planning To Reduce Greenhouse Gas Emissions, 1998, *Second Edition* (EPA 230-B-98-002).

Pope V., M. Gallani, P. Rowntree et R. Stratton, 2000, The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model - HadAM3, *Climate Dynamics*, Vol.16, pp. 123-146.

Prigent C. et J-P. Wigneron, 2000, Frequency and Angular Variations of Land Surface Microwave Emissivities : Can We Estimate SSM/I and AMSU Emissivities from SSM/I Emissivities?, *IEEE transaction on Geosciences and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 3, pp. 2372-2385.

Ranson J., 2003, Radar Data for Vegetation Mapping, *NASA's Goddard Space Flight Center*.

Rapport sur les options / Processus national sur le changement climatique, 1999, Groupe de la science, des impacts et de l'adaptation. Processus national sur le changement climatique du Canada, *Groupe de la science, des impacts et de l'adaptation*, Ottawa, 62p.

Rapport sur l'état de l'écosystème du Bassin Mackenzie, 2003, *Secrétariat du Conseil du bassin du Mackenzie*, Fort Smith (T. N.-O.)

Renaud G. et B. Singh, 1991, Estimation des flux de chaleurs latente et sensible à partir de l'énergie radiante pour certaines surfaces : Nouveau-Québec, *Bulletin climatologique*, Vol. 25(1), pp.35-47.

Revenga C., S. Murray, J. Abramovitz et A. Hammond, 1998, Watersheds of the World - Ecological Value and Vulnerability, *World Resources Institute and WorldWatch Institute*.

Ressources Naturelles Canada, 2010.

Riseborough D., 2001, An Analytical Model of the Ground Surface Temperature Under Snowcover with Soil Freezing, *58th Eastern Snow Conference*, Ottawa, Ontario, Canada.

Riseborough D., 2003, Thawing and freezing indices in the active layer, Proceedings - 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 20-25, Ed. Haeberli et Brandova, *International Permafrost Association*, Vol.8(2), pp. 953-958.

Riseborough D., N. Shiklomanov, B. Etzelmuller, S. Gruber et S. Marchenko, 2008, Recent Advances in Permafrost Modelling, *Permafrost and Periglac. Process.* 19: 137–156 (2008), Published online in Wiley InterScience, (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/pp.615.

Robinson S. et T. Moore, 2000, The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Vol.32, pp. 155-166.

Robinson A., G. Scharfen, R. Barry et G. Kukla, 1987, Analysis of interannual variations of snow melt on Arctic sea ice mapped from meteorological satellite imagery. Dans: *Large-Scale Effects of Seasonal Snow Cover*, *IAHS Publ.*, No. 166, pp. 315-327.

Robinson A., M. Serreze, R. Barry, G. Scharfen et G. Kukla, 1992, Large-scale patterns and variability of snow melt and parameterized surface albedo in the Arctic Basin, *Journal of Climate*, Vol.5(10), pp. 1109-1119.

Romanovsky V., 1999, Impact of global climat change in the Arctic region, *IASC*.

Romanovsky V., 2002, Université de l'Alaska à Fairbanks, *documentes scientifiques*.

Romanovsky V., 2005, Thermal State of Permafrost in Alaska during the last 20 years, *Geophysical Institute*, University of Alaska, Fairbanks, papers.

Romanovsky V., M. Burgess, S. Smith, K. Yoshikawa et J. Brown, 2002, Permafrost temperature records: Indicators of climate change, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, Vol.83, pp. 589, 593-594.

Romanovsky V, S. Gruber, A. Instanes, H. Jin, S. Marchenko, S. Smith, D. Trombotto et K. Walter, 2007, Frozen Ground, Chapter 7, Dans: *Global Outlook for Ice and Snow*, Earthprint, UNEP/GRID, Arendal, Norway, pp. 181-200.

Romanovsky V., N. Oberman, D. Drozdov, G. Malkova, A. Kholodov et S. Marchenko, 2009, Permafrost, Dans: *Arctic Repost Card - Update for 2009*, Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK.

Romanovsky V. et coll., 2008, Thermal State and Fate of Permafrost in Russia: First Results of IPY (Plenary Paper), Dans *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, June 29-July 3, Fairbanks, Alaska, 2008, Vol. 2, pp. 1511-1518.

Ruddiman W., 2001, Earth's climate: past and future, W.H. *Freeman Press*, New York, 465 p.

Sailor J. et X. Li, 1999, A Semi-Empirical Downscaling Approach for Predicting Regional Temperature Impacts Associated with Climatic Change, *Journal of Climate*, Vol.12 (1), pp. 103-114.

Sanders F., 1987, Microwave Components And Systems, *Addison-Wesley Publishing Company*.

Santer B., K. Taylor, T. Wigley, J. Penner, P. Jones et U. Cubasch, 1995, Towards the detection and attribution of an anthropogenic effect on climate, *Climate Dynamics*, Vol.12, pp. 79-100.

Semenov M. et E. Barrow, 1997, Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios, *Climatic Change*, Vol. 35, pp. 397-414.

Semenov M., R. Brooks, E. Barrow et C. Richardson, 1998, Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates, *Climate Research*, Vol.10, pp. 95-107.

Sharon S. et M. Burgess, 1998, Mapping the response of permafrost in Canada to climate warming, *Geological Survey of Canada*, Vol. Vol547, pp. 163-171.

Shivashanmugam S et S. Sundaram, 2000, Hydrodynamic studies of Annular Circulating Fluidised Bed Drier with sand Particles, *Bioprocess Engineering*, Vol. 23, pp. 539-541

Singh B., 2009, Le bilan énergétique à la surface de la terre – GEO 2112, Université de Montréal.

Singh B., R. Taillefer et J. Potvin, 1983, Les échanges radiatifs et énergétiques et le bilan du sol en Jamésie, *Journal Canadien de la Géotechnologie*, Vol.21, pp. 223-240.

Singh B. et R Taillefer, 1986, The effect of synoptic-scale advection on performance of the Priestley-Taylor evaporation formula, *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 36, pp. 267-282.

Singh B., M. El Maayar, P. André, J-P, Thouez, C. Bryant et D. Provençal, 1996, Influence d'un changement climatique dû à une hausse de gaz à effet de serre sur l'agriculture au Québec, *Atmosphère Océan*, Vol. 34 (2), pp. 379-399.

Smith J. et K. Goita, 1999, Statistical Analysis of the Impact of Temperature and Vegetatin Cover on Snow Water Equivalent Using SSM/I Data over New Brunswick and Southern Quebec, *56th Eastern Snow Conference*, Canada.

Smith M., 1975, Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories, *Canadian Journal for Earth Science*, Vol.12, pp. 1421-1438.

Smith M. et D. Riseborough, 1983, Permafrost sensitivity to climate change. *4th International Permafrost Conference, Fairbanks, AK, Nat. Academy Press, Washington, DC.*, pp. 1178-1183.

Smith M. et D. Riseborough, 1996, Ground temperature monitoring and detection of climate change, *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.7(4), pp. 301-310.

Smith M. et D. Riseborough, 2002a, Climate and the Limits of Permafrost: A Zonal Analysis, *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.13, pp. 1-15.

Smith M. et D. Riseborough, 2002b, *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol.13, pp. 1-15.

Smith M., K. Henry et M. Riseborough, 2001, Impact of Climate Change on Permafrost in Canada, *Carleton University, Ottawa*, communication scientifique.

Smith S. et M. Burgess, 1998, Mapping the Response of Permafrost in Canada to Climate warming, *affiche*.

Smith S. et M. Burgess, 2000, Ground temperature database for northern Canada; *Dossier public n° 3954 de la Commission géologique du Canada*.

Smith S. et M. Burgess, 2002, A digital database of permafrost thickness in Canada; *Dossier public n° 4173 de la Commission géologique du Canada*.

Smith S., M. Burgess et J. Heginbottom, 2001, Permafrost in Canada, a challenge to northern development, dans: A Synthesis of Geological Hazard in Canada, *Geological Survey of Canada*, Vol.548, pp. 241-264.

Smith S., M. Burgess et F. Nixon, 2001, Response of active-layer and permafrost temperatures to warming during 1998 in the Mackenzie Delta, Northwest Territories and at Canadian Forces Station Alert and Baker Lake, Nunavut, *Ressources naturelles Canada, presentation*.

Smith S., M. Burgess et A. Taylor, 2001, Canadian High Arctic Permafrost temperature observatories; *Summary of presentation at 6th Annual CRYSYS Meeting*, Edmonton, Feb. 2001.

Smith S., M. Burgess et A. Taylor, 2003, High Arctic permafrost observatory at Alert, Nunavut; analysis of a 23 year data set, Proceedings - 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 20-25, Ed. Haeberli et Brandova, *International Permafrost Association*, Vol. 8(2), pp. 1073-1078.

Smith S., V. Romanovsky, A. Lewkowicz, C. Burn, M. Allard, G. Clow, K. Yoshikawa et J. Throop, 2010, Thermal State of Permafrost in North America: A Contribution to the International Polar Year, *Permafrost and Periglacial Process*, Vol. 21, pp. 117–135.

SOCC (State of the Canadian Cryosphere), 2003, University of Waterloo, *presentation*.

SRES - Special Report on Emissions Scenarios, 2000, *Rapport spécial du Groupe de travail III du GIEC*, rapport.

Statistica, 2010, Theory and Graphs.

Steffen K. et A. Schweiger, 1990, A multisensor approach to sea ice classification for the validation of DMSP-SSM/I passive microwave derived sea ice products, *Photogrammetry, Engineering and Remote Sensing*, Vol.56(1), pp. 75-82.

Stieglitz M., S. Déry, V. Romanovsky et T. Osterkamp, 2003, The role of snow cover in the warming of arctic permafrost, *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, No.13 (1721), pp. 54-1;54-5.

Tarnocai C., J. Kimble, D. Swanson, S. Goryachkin, Y. Naumov, V. Stolbovoi, B. Jakobsen, G. Broll, L. Montanarella, A. Arnoldussen, O. Arnalds et M. Yli-Halla, 2002, Northern Circumpolar Soils, 1:10,000,000 scale map, Ottawa, Canada, Research Branch, *Agriculture and Agri-Food Canada*. Distributed by the National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder, CO.

Tarnocai C., C. Smith et C. Fox, 1993, International tour of permafrost affected soils. The Yukon and Northwest Territories of Canada, Centre for Land and Biological Research, Research Branch, *Agriculture Canada*, Ottawa, Canada, 197 p.

Taylor A., 1991, Holocene paleoenvironmental reconstruction from deep ground temperature: a comparison with paleoclimate derived from $\delta^{18}\text{O}$ record in an ice core from the Agassiz Ice Cap, Canadian Arctic Archipelago, *Journal of Glaciology*, Vol.37, No.126, pp. 209-218.

Taylor A., M. Burgess, A. Judge et V. Allen, 2000, Deep ground temperature, *Geological Survey of Canada*, Vol. 547, pp. 105-109.

Taylor S. et G. Koch, 1995, Bidirectional Reflectance Measurements of Two Snow Types, *Proceeding of the Fifty-Second Annual Eastern Snow Conference*, June 7-8, Toronto, Ontario.

Taylor E., S. Dallimore et S. Judge, 1996, Late Quaternary history of the Mackenzie-Beaufort region, Arctic Canada, from modelling of permafrost temperature, part 2--The Mackenzie Delta-Tuktoyaktuk coastlands, *Canadian Journal of Earth Science*, Vol.33, pp. 62-71.

Taylor E., S. Dallimore et S. Outcalt, 1996, Late Quaternary history of the Mackenzie-Beaufort region, Arctic Canada, from modelling of permafrost temperature, part 1--the onshore-offshore transition, *Canadian Journal of Earth Science*, Vol.33, pp. 52-61.

The Kyoto Protocol, *United Nations Library*.

Treu Le H., 1999, L'augmentation anthropique des gaz à effet de serre: un problème global, *Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS*.

Tronquoy P., 2002, Enjeux et politiques de l'environnement, *Cahiers français n° 306*, janvier-février 2002, 104 p.

Tsang L., J. Kong et R. Shin, 1985, Theory of Microwave Remote Sensing, Vol. 1, 2 et 3, *John Wiley & Sons*.

Turlapaty A., N. Younan et V. Anantharaj, 2009, Precipitation data merging using general linear regression, *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009 IEEE International, IGARSS 2009*, 12-17 July 2009, Vol.3, pp.III-259

Ulaby F., R. Moore et A. Fung, 1982, Microwave Remote Sensing – Active And Passive, Vol.I, *Addison-Wesley Publishing Company*.

Ulaby F., R. Moore et A. Fung, 1982, Microwave Remote Sensing - Active and Passive, Vol II, *Addison-Wesley Publishing Company*.

UNFCCC (UN Framework Convention on Climate Change), 2004, *9th Conference of the Parties (COP-9)*, Milan, Italy, 1-12 December 2003.

Van Vliet-Lanoë B., 2002, Le Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement (LSCE), Université S&T de Lille, *communication scientifique*.

Vesperini M. et O. Boucher, 2004, Interactions matière-rayonnement et transfert radiatif, *Delmas, Berlin*.

Villeneuve J-P. et coll., 2002, Analyse des apports saisonniers et annuels de systèmes hydriques nordiques : étude d'avant-projet : rapport rédigé pour le Consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques - OURANOS, Caractérisation physique et sensibilité aux changements, Sous-programme cycle de l'eau, Centre eau, terre et environnement, no.622, *Institut national de la recherche scientifique*, 50 p.

Xin L., C. Guodong, W. Qingbai et D. Yongjian, 1999, Chinese Cryospheric Information System, *Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology*, communication scientifique.

Xu C., B. Travis, R. Fisher, C. Wilson et N. McDowell, N., 2010, A dynamic ecosystem process model for understanding interactions between permafrost thawing and vegetation

responses in the arctic, *American Geophysical Union*, Fall Meeting 2010.

Young S. et A. Judge, 1986, Canadian permafrost distribution and thickness data collection: a discussion; *Proceedings of National Student Conference on Northern Studies*, W.P Adams and P.G. Johnson eds., pp. 223-228.

Yoshikawa K., W. Bolton, V. Romanovsky, M. Fukuda et L. Hinzman, 2002, Impacts of wildfire on the permafrost in the boreal forests of Interior Alaska, *Journal of Geophysics.*, Vol.107, pp. 8148-8153.

Zhang T. et R. Armstrong, 2003, Arctic Soil Freeze/Thaw Status from SSM/I, *Boulder, CO, National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology*, Digital Media.

Zhang T., R. Barry, K. Knowles, F. Ling et R. Armstrong, 2003, Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the Northern Hemisphere, dans Phillips, M., S. M. Springman et L. U. Arenson (éditeurs), *Permafrost: Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland*.

Zhang, T., O. Frauenfeld, J. McCreight et R. Barry, 2005a, Northern Hemisphere EASE-Grid annual freezing and thawing indices, 1901 - 2002. Boulder, CO: *National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology*, Digital media.

Zhang, T., O. Frauenfeld, M. Serreze, A. Etringer, C. Oelke, J. McCreight, R. Barry, D. Gilichinsky, D. Yang, H. Ye, F. Ling et S. Chudinova, 2005b, Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research*, Vol 110, D16101. doi:10.1029/2004JD005642.

Zhang T, B. Roger, K. Knowles, J. Heginbottom et J. Brown, 1999, Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere, *Polar Geography*, Vol.23(2), pp. 147-169.

Zhang Y., T. Ohata et T. Kadota, 2003, Land-surface hydrological processes in the permafrost region of the eastern Tibetan Plateau, *Journal of Hydrology*, Vol.283, No.1, pp. 41-56.

Zhang Y., W. Chen, J. Cihlar, S. Smith et D. Riseborough, 2003, Changes in permafrost distribution and active layer thickness in Canada during the 20th century; model assessment of climate change impact, Extended Abstracts - *8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, July 20-25, Ed. Haeberli et Brandova, International Permafrost Association, Vol 8, pp.193-194.

Wagner W., G. Lemoine et M. Borgeaud, 1999, A Study of Vegetation Cover Effects on ERS Scatterometer Data, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, No.2, pp. 938-947.

Walker D., H. Epstein, W. Gould, A. Kelley, A. Kade, J. Knudson, W. Krantz, G. Michaelson, R. Peterson, C. Ping, M. Reynolds, V. Romanovsky, VE et Y. Shur, 2004, Frost-boil ecosystems: Complex interactions between landforms, soils, vegetation and climate, *Permafrost and periglacial processes*. Vol. 15 (2), pp. 171-188.

Washburn A., 1994, *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*, A Halsted Press Book, New York.

Washburn A., 1997, *Geocryology*, A Halsted Press Book, 324p.

Weller G. et G Wendler, 1990, Energy budget over variations types of terrain in polar region, *Analys of Glaciology*, Vol.14, pp. 311-314.

Weaver A., M. Eby, E. Wiebe, C. Bitz, P. Duffy, T. Ewen, A. Fanning, M. Holland, A. MacFadyen, D. Matthews, K. Meissner, O. Saenko, A. Schmittner, H. Wang H et M. Yoshimori, 2001, The UVic Earth System Climate Model: Model Description, Climatology, and Applications to Past, Present and Future Climates, *Journal Atmosphere-Ocean*, Vol. 39 (4), pp. 361-428.

White D., D. Garland, C-L, X. Ping et G. Michaelson, 2004, Characterizing soil organic matter quality in arctic soil by cover type and depth, *Cold Regions Science and Technology*, January 2004, Vol.38, No.1, pp.63-73.

Wiken E., 1986, Les écozones terrestres du Canada, Classification écologique des terres, série no 19, *Environnement Canada*, 26 p.

Wilby R., C. Dawson et E. Barrow, 2002, SDSM - a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts, *Environmental Modelling Software*, Vol. 17, pp.145-157.

Williams P. et M. Smith, 1989, *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*. Cambridge: Cambridge University Press.

Wippermann F. et G. Groß, 1981, On the construction of orographically influenced wind roses for given distributions for the large-scale wind, *Contributions on Atmosphere Physics*, Vol. 54, pp.492-501.

Woods K et A. Alter, 1963, *Permafrost international conference: proceedings 11-15 November 1963*, National Academy of Science, pp.299-305.

Wright J., C. Duchesne et M. Côté, 2003, Regional-scale permafrost mapping using the TTOP ground temperature model. Proceedings - *8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, July 20-25, 2003. Edité par W. Haeberli et D. Brandova; International Permafrost Association, Vol. 8(2), pp.1241-1246.

ANNEXE A – IMAGEUR HYPERFRÉQUENCE À DÉTECTEUR SPÉCIALISÉ (SSM/I)

SSM/I - (Special Sensor and Microwave Imaging ou l'Imageur Hyperfréquence à Détecteur Spécialisé)

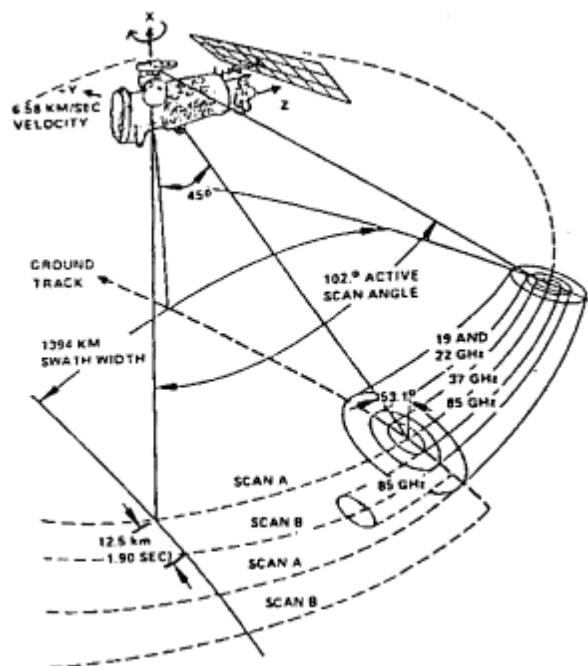


Figure 94 – La représentation géométrique du balayage de l'imageur SSM/I [Source : Armstrong (2003)].

"Les techniques de télédétection hyperfréquence passive sont basées sur les mesures du rayonnement hyperfréquence émis naturellement par la surface terrestre. Le rayonnement émis est détecté par un radiomètre hyperfréquence, et la quantité de rayonnement est exprimée en général comme une température équivalente hyperfréquence (TB) en Kelvin (K). L'avantage principal de l'utilisation de la télédétection hyperfréquence pour l'observation de la Terre réside dans la capacité de l'énergie hyperfréquence à traverser les nuages et certaines formes de précipitations, et contrairement aux techniques de détection visible, elle n'est pas dépendante du soleil comme source d'illumination. Bien que des radiomètres hyperfréquence satellitaires aient

été embarqués depuis les années 1960, l'Imageur Hyperfréquence à Détecteur Spécialisé (SSM/I), qui se trouve à bord de la série des satellites du Programme américain de Satellites Météorologiques de la Défense (DMSP) depuis 1987, est considéré comme le premier système opérationnel à détecteur hyperfréquence passif" [Sources : Division de Recherche Climatique, Service de l'Environnement Atmosphérique, Environnement Canada]

Cet imageur a un balayage conique et dispose de 7 radiomètres, qui, simultanément, mesurent les émissions micro-onde de la terre et leurs interférences avec l'atmosphère. Les mesures aux fréquences 19.35, 22.23, 37.0 et 85.5 GHz sont bipolarisées. Celle de 22,23 GHz (canal de la vapeur d'eau) est mono-polarisée verticalement.

Le premier satellite a été lancé le 19 juin 1987. Depuis, plusieurs missions se sont succédées :

Mission	La date de lancement	La fin de la mission
F08 SSM/I	Juillet 1987	Décembre 1991
F10 SSM/I	Décembre 1990	Novembre 1997
F11 SSM/I	Décembre 1991	Mai 2000
F13 SSM/I	Mai 1995	Novembre 2009
F14 SSM/I	Mai 1997	Août 2008
F15 SSM/I	Décembre 1999	à présent (données corrigées après août 2007)

Les caractéristiques de l'imageur SSM/I [Source : Armstrong, 2003]

Canaux	1, 2	3	4, 5	6, 7
Fréquence centrale (GHz)	19.35	22.24	37.0	85.5
Polarisation radiométrique (*)	V, H	V	V, H	V, H
Résolution thermique (K)	0.8	0.8	0.6	1.1
Résolution au sol (km)	70 x 45	60 x 40	38 x 30	16 x 14
Échantillonnage spatial (km)	25	25	25	12.5
Angle de balayage effectif			102.4 degré	
Périodicité du balayage			1.9s	
Angle d'incidence au sol			53.1 degré	
Rayon de balayage au sol			900 km	
Fauchée			1394 km	
Diamètre de l'antenne			65 cm	
Poids			120 Kg	
Puissance			70 W	

(*) V : verticale, H : horizontale

ANNEXE B – CALCUL DE LA VALEUR DE TEMPÉRATURE À LA SURFACE DU PERGÉLISOL

- Sous routine pour le calcul de la valeur de temperature qui arrive à la surface du pergélisol
- Logiciel: MS Excel
- Format de données : ASCII
- Langage : VBA

```

Attribute VB_Name = "Module111"

Dim Rk(33945) As Double
Dim Nf(33945) As Double
Dim Ix(33945) As Double
Dim Head(197) As String
Dim i, j As Long

Sub Macro1()
Attribute Macro1.VB_ProcData.VB_Invoke_Func = " \n14"

Application.ActiveWorkbook.Activate

i = 1
j = 1

Workbooks("Nf.xls").Activate

    For i = 1 To 33945 Step 1

        Nf(i) = ActiveCell(i, 4).Value
    Next i
'-----

For i = 1 To 90 Step 1

    Workbooks("DayTF.xls").Activate

    For j = 1 To 33945 Step 1

        Ix(j) = ActiveCell(j + 5, i).Value
    Next j
'-----

    Workbooks("LambdaDay.xls").Activate

    For j = 1 To 33945 Step 1

        Rk(j) = ActiveCell(j + 1, i).Value
    Next j
'-----

    Workbooks("TTOP.xls").Activate

```



```

For j = 1 To 33945 Step 1
    If Ix(j) < 0 Then
        TTOP = Nf(j) * Ix(j)
    ElseIf Ix(j) >= 0 Then
        'TTOP = Rk(j) * Ix(j)
        TTOP = Ix(j)
    Else
        End If

    ActiveCell(j, i) = TTOP
Next j
Next i
Beep
'=====

For i = 91 To 170 Step 1
    Workbooks("DayTF.xls").Activate

    For j = 1 To 33945 Step 1
        Ix(j) = ActiveCell(j + 5, i).Value
    Next j
    '-----

    Workbooks("LambdaDay.xls").Activate

    For j = 1 To 33945 Step 1
        Rk(j) = ActiveCell(j + 1, i).Value
    Next j
    '-----

    Workbooks("TTOP2.xls").Activate

    For j = 1 To 33945 Step 1
        If Ix(j) < 0 Then
            TTOP = Nf(j) * Ix(j)
        ElseIf Ix(j) >= 0 Then
            TTOP = Ix(j)
        Else
            End If

        ActiveCell(j, i - 90) = TTOP
    
```

```

        Next j
    Next i
    Beep
    '=====

    For i = 171 To 196 Step 1

        Workbooks("DayTF.xls").Activate

        For j = 1 To 33945 Step 1

            Ix(j) = ActiveCell(j + 5, i).Value
        Next j
    '-----

        Workbooks("LambdaDay.xls").Activate

        For j = 1 To 33945 Step 1

            Rk(j) = ActiveCell(j + 1, i).Value
        Next j
    '-----

        Workbooks("TTOP3.xls").Activate

        For j = 1 To 33945 Step 1

            If Ix(j) < 0 Then

                TTOP = Nf(j) * Ix(j)

            ElseIf Ix(j) >= 0 Then

                TTOP = Ix(j)
            Else
            End If

            ActiveCell(j, i - 170) = TTOP

        Next j

    Next i
    Beep
End Sub

```

ANNEXE C – CALCUL DE LA CONDUCTIVITÉ THERMIQUE DU SOL

- Sous routine pour le calcul du paramètre "lambda" - Les valeurs de température à la surface de pergélisol par rapport à la conductivité thermique du sol
- Logiciel: MS Excel
- Format de données : ASCII
- Langage : VBA

```

Attribute VB_Name = "Module11"

Dim T(33950) As Double      'Temp Moy/jour
Dim Sol(300) As String      'Type sol
Dim C(1) As String         'Cell
Dim H(33950) As Double      'Humidity

Dim Cells(197) As String
Dim i, j, cc, q, l, z As Double

Sub Macro1()
Application.ActiveWorkbook.Activate
i = 2
j = 1
z = 1
l = 1
w = 1

'----- Humidity/Cell

Workbooks("H.xls").Activate
For q = 1 To 33945
    H(q) = ActiveCell(q, 2).Value
Next q

'----- Take cells from CELL

Workbooks("Cell.xls").Activate
For cc = 1 To 196 Step 1
    Cells(cc) = ActiveCell(1, cc).Value
Next cc

again:
'----- Take type sol + Cell

Workbooks("Sol.xls").Activate

    For l = 1 To 196 Step 1
Workbooks("Sol.xls").Activate
        For a = 1 To 300 Step 1

            If Cells(l) = ActiveCell(a + 1, 19).Value Then
                'MsgBox ActiveCell(a + 1, 19).Value
                Sol(a) = ActiveCell(l + 1, 2).Value
            End If
        Next a
    Next l
End Sub

```

```

        'C(a) = ActiveCell(l + 1, 19).Value

        GoTo subrr1
subrr1:
        Else
        End If

        Next a

        Next l

Stop

'=====
subrr1:

'----- Temp/Day
z = 1

Workbooks("DayTF.xls").Activate
    For n = 1 To 33950 Step 1
        T(n) = ActiveCell(n + 5, 1).Value
    Next n
'Lambda
Workbooks("Lambda.xls").Activate

'----- PEAT-Tourbe (CL)

If Sol(a) = "CL" Then
ActiveCell(1, 1).Value = Cells(1)
    For z = 2 To 33950 Step 1
        If 0 <= (H(z) * 100) And 0.1 >= (H(z) * 100) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.1
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.13
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And (H(z) * 100) <= (0.2) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.19
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.2
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= (0.3) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.23
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.36
            End If

        ElseIf (0.3) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= 0.4 Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.5

```

```

        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.74
        End If

    ElseIf (0.4) < (H(z) * 100) Then
        If T(z - 1) >= 0 Then
            ActiveCell(z, 1).Value = 0.73
        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.91
        End If
    Else
        End If
    End If
Next z
End If

'-----CLAY-Argile (CY)
If Sol(a) = "CY" Then
    ActiveCell(1, 1).Value = Cells(1)
    For z = 2 To 33950 Step 1
        If 0 <= (H(z) * 100) And 0.1 >= (H(z) * 100) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.29
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.3
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And (H(z) * 100) <= (0.2) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.3
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.46
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= (0.3) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.45
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.88
            End If

        ElseIf (0.3) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= 0.4 Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.5
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 1.04
            End If

        ElseIf (0.4) < (H(z) * 100) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.76
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 1.66
            End If
        Else

```

```

        End If
    Next z
End If

'-----LOAM-Soil Terreau (LM, KLM)
If Sol(a) = "LM" Or Sol(a) = "KLM" Then
ActiveCell(1, 1).Value = Cells(1)
    For z = 2 To 33950 Step 1
        If 0 <= (H(z) * 100) And 0.1 >= (H(z) * 100) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.3
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.35
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And (H(z) * 100) <= (0.2) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 1
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 1.13
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= (0.3) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 1.23
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 1.88
            End If

        ElseIf (0.3) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= 0.4 Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 1.43
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 2.02
            End If

        ElseIf (0.4) < (H(z) * 100) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 1.56
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 2.19
            End If
        Else
            End If
    Next z
End If

'-----SAND-Sable Terreau (SD, KSD, SL, KSL)
If Sol(a) = "SD" Or Sol(a) = "KSD" Or Sol(a) = "SL" Or Sol(a) = "KSL"
Then
ActiveCell(1, 1).Value = Cells(1)
    For z = 2 To 33950 Step 1
        If 0 <= (H(z) * 100) And 0.1 >= (H(z) * 100) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.15
            Else

```

```

        ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.78
    End If

    ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And (H(z) * 100) <= (0.2) Then
        If T(z - 1) >= 0 Then
            ActiveCell(z, 1).Value = 2.01
        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 3.12
        End If

    ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= (0.3) Then
        If T(z - 1) >= 0 Then
            ActiveCell(z, 1).Value = 2.36
        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 3.06
        End If

    ElseIf (0.3) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= 0.4 Then
        If T(z - 1) >= 0 Then
            ActiveCell(z, 1).Value = 2.51
        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 2.96
        End If

    ElseIf (0.4) < (H(z) * 100) Then
        If T(z - 1) >= 0 Then
            ActiveCell(z, 1).Value = 3
        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 2.65
        End If
    Else
    End If
Next z

End If

'-----Organic (O)
If Sol(a) = "O" Then
    ActiveCell(1, 1).Value = Cells(1)
    For z = 2 To 33950 Step 1
        If 0 <= (H(z) * 100) And 0.1 >= (H(z) * 100) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.15
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.16
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And (H(z) * 100) <= (0.2) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 0.25
            Else
                ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 0.26
            End If

        ElseIf (0.1) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= (0.3) Then
            If T(z - 1) >= 0 Then
                ActiveCell(z, 1).Value = 1

```

```

        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 1.02
        End If

    ElseIf (0.3) < (H(z) * 100) And H(z) * 100 <= 0.4 Then
        If T(z - 1) >= 0 Then
            ActiveCell(z, 1).Value = 1.5
        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 1.58
        End If

    ElseIf (0.4) < (H(z) * 100) Then
        If T(z - 1) >= 0 Then
            ActiveCell(z, 1).Value = 2
        Else
            ActiveCell(z, 1).Value = 1 / 2.04
        End If
    Else
        End If
    Next z

End If

'----- END

GoTo subrr1

End Sub

```


ANNEXE D – CALCUL DE L'INVERSÉE D'UNE MATRICE

- Sous routine pour le calcul de l'inversée d'une matrice.
- Logiciel: MS Excel
- Format de données : ASCII
- Langage : VBA

```

Attribute VB_Name = "Module1"

Dim P(197) As String
Dim i, j As Integer

Sub Macro1()
Attribute Macro1.VB_ProcData.VB_Invoke_Func = " \n14"

Application.ActiveWorkbook.Activate
an = 1
i = 1
j = 1

again:
Workbooks("A.xls").Activate

For i = 1 To 197 Step 1

    P(i) = ActiveCell(i, j).Value
Next i
Beep
'-----
i = 1
Workbooks("Inverse.xls").Activate
For i = 1 To 197 Step 1

    ActiveCell(j, i).Value = P(i)
Next i
Beep

j = j + 1

If j > 5 Then
    Stop
Else
    GoTo again
End If

End Sub

```

ANNEXE E – CALCUL DE L'INDICE DE GEL, L'INDICE DE DÉGEL ET LEUR RAPPORT

- Sous routine pour le calcul de l'indice de gel, l'indice de dégel et leur rapport.
- Logiciel: MS Excel
- Format de données : ASCII
- Langage : VBA

```

Attribute VB_Name = "Module11"

Dim C(33945) As Double
Dim P(33945) As Double
Dim N(33945) As Double

Dim Thaw(100, 196), Freez(100, 196) As Double

'Dim periode, cycle, an, col, coll As Integer
Dim Temp, lig As Double

Dim i, j As Long

Sub Macro1()
Attribute Macro1.VB_ProcData.VB_Invoke_Func = " \n14"

Application.ActiveWorkbook.Activate

i = 1
j = 1

Workbooks("Nf.xls").Activate

    For j = 1 To 33945 Step 1

        P(j) = ActiveCell(j, 2).Value
        C(j) = ActiveCell(j, 3).Value
    Next j

'-----

For i = 1 To 33945 Step 1
    If P(i) < (-12) Then
        N(i) = 1
        GoTo LastLine
    ElseIf P(i) > (5) Then
        N(i) = 0.01
        GoTo LastLine
    End If

    If P(i) >= (-12) And P(i) <= (-10) Then
        If C(i) = 0 Then
            N(i) = 1
            GoTo LastLine
        End If
        If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then

```

```

        N(i) = 0.78
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
        N(i) = 0.59
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
        N(i) = 0.49
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then
        N(i) = 0.42
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
        N(i) = 0.36
        GoTo LastLine
    End If
    If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
        N(i) = 0.31
        GoTo LastLine
    End If
    If (1.2) < C(i) Then
        N(i) = 0.01
        GoTo LastLine
    End If
Else
End If

If (-10) < P(i) And P(i) <= (-8) Then
    If C(i) = 0 Then
        N(i) = 1
        GoTo LastLine
    End If
    If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then
        N(i) = 0.71
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
        N(i) = 0.52
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
        N(i) = 0.4
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then
        N(i) = 0.32
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
        N(i) = 0.28
        GoTo LastLine
    End If
    If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
        N(i) = 0.26

```

```

        GoTo LastLine
    End If
    If (1.2) < C(i) Then
        N(i) = 0.01
        GoTo LastLine
    End If
Else
End If

If (-8) < P(i) And P(i) <= (-6) Then
    If C(i) = 0 Then
        N(i) = 1
        GoTo LastLine
    End If
    If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then
        N(i) = 0.52
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
        N(i) = 0.3
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
        N(i) = 0.2
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then
        N(i) = 0.12
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
        N(i) = 0.1
        GoTo LastLine
    End If
    If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
        N(i) = 0.08
        GoTo LastLine
    End If
    If (1.2) < C(i) Then
        N(i) = 0.01
        GoTo LastLine
    End If
Else
End If

If (-6) < P(i) And P(i) <= (-4) Then
    If C(i) = 0 Then
        N(i) = 1
        GoTo LastLine
    End If
    If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then
        N(i) = 0.41
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
        N(i) = 0.25
        GoTo LastLine

```

```

End If
If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
    N(i) = 0.18
    GoTo LastLine
End If
If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then
    N(i) = 0.13
    GoTo LastLine
End If
If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
    N(i) = 0.09
    GoTo LastLine
End If
If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
    N(i) = 0.08
    GoTo LastLine
End If
If (1.2) < C(i) Then
    N(i) = 0.01
    GoTo LastLine
End If
Else
End If

If (-4) < P(i) And P(i) <= (-2) Then
    If C(i) = 0 Then
        N(i) = 1
        GoTo LastLine
    End If
    If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then
        N(i) = 0.36
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
        N(i) = 0.21
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
        N(i) = 0.17
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then
        N(i) = 0.1
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
        N(i) = 0.08
        GoTo LastLine
    End If
    If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
        N(i) = 0.07
        GoTo LastLine
    End If
    If (1.2) < C(i) Then
        N(i) = 0.01
        GoTo LastLine
    End If

```

```

Else
End If

If (-2) < P(i) And P(i) <= (0) Then
  If C(i) = 0 Then
    N(i) = 1
    GoTo LastLine
  End If
  If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then
    N(i) = 0.31
    GoTo LastLine
  End If
  If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
    N(i) = 0.18
    GoTo LastLine
  End If
  If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
    N(i) = 0.11
    GoTo LastLine
  End If
  If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then
    N(i) = 0.08
    GoTo LastLine
  End If
  If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
    N(i) = 0.06
    GoTo LastLine
  End If
  If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
    N(i) = 0.05
    GoTo LastLine
  End If
  If (1.2) < C(i) Then
    N(i) = 0.01
    GoTo LastLine
  End If
Else
End If

If (0) < P(i) And P(i) <= (2) Then
  If C(i) = 0 Then
    N(i) = 1
    GoTo LastLine
  End If
  If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then
    N(i) = 0.29
    GoTo LastLine
  End If
  If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
    N(i) = 0.16
    GoTo LastLine
  End If
  If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
    N(i) = 0.09
    GoTo LastLine
  End If
  If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then

```

```

        N(i) = 0.06
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
        N(i) = 0.05
        GoTo LastLine
    End If
    If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
        N(i) = 0.05
        GoTo LastLine
    End If
    If (1.2) < C(i) Then
        N(i) = 0.01
        GoTo LastLine
    End If
Else
End If

If (2) < P(i) And P(i) <= (5) Then
    If C(i) = 0 Then
        N(i) = 1
        GoTo LastLine
    End If
    If (0) < C(i) And C(i) <= (0.2) Then
        N(i) = 0.21
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.2) < C(i) And C(i) <= (0.4) Then
        N(i) = 0.1
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.4) < C(i) And C(i) <= (0.6) Then
        N(i) = 0.06
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.6) < C(i) And C(i) <= (0.8) Then
        N(i) = 0.05
        GoTo LastLine
    End If
    If (0.8) < C(i) And C(i) <= (1) Then
        N(i) = 0.05
        GoTo LastLine
    End If
    If (1) < C(i) And C(i) <= (1.2) Then
        N(i) = 0.04
        GoTo LastLine
    End If
    If (1.2) < C(i) Then
        N(i) = 0.01
        GoTo LastLine
    End If
Else
End If
LastLine:

Workbooks("Nf.xls").Activate
ActiveCell(i, 4).Value = N(i)

```

```
Next i  
Beep  
End Sub
```


ANNEXE F – CALCUL DE LA TEMPÉRATURE MOYENNE

- Sous routine pour le calcul de la température moyenne à partir de valeurs maximales et minimales.
- Logiciel: MS Excel
- Format de données : ASCII
- Langage : VBA

```

Dim C(33946, 196) As Double
Dim P(33946, 196) As Double
Dim Thaw(100, 196), Freez(100, 196) As Double

Dim Cell As Range
Dim CellCountC As Integer
Dim CellCountP As Integer

Dim periode, cycle, an, col, coll As Integer
Dim Temp, lig As Double

Dim i, j As Long

Sub Macro1()

Application.ActiveWorkbook.Activate
an = 1
i = 1
j = 1
col = 1
lig = 1

' loop Prediction
Workbooks("MaxP.xls").Activate

' Predictions
Range("A1:GN1").Select

CellCountP = Range("A1:GN1").Count           'count number rows

For i = 1 To 196 Step 1
    For j = 1 To 33945 Step 1

        P(j, i) = ActiveCell(j, i).Value
    Next j
Next i
Beep

'-----

' MinP.xls
Workbooks("MinP.xls").Activate

Range("A1:GN1").Select

```

```

    CellCountP = Range("A1:GN1").Count           'count number rows
    MsgBox CellCountP

For i = 1 To 196 Step 1
    For j = 1 To 33945 Step 1
        C(j, i) = ActiveCell(j, i).Value
        MsgBox P(j, i)
    Next j
Next i
Beep

'-----

Workbooks("DayTFIndex.xls").Activate

For col = 1 To 90 Step 1
    For lig = 1 To 33945 Step 1
        ActiveCell(lig, col) = (P(lig, col) + C(lig, col)) / 2
    Next lig
Next col

Workbooks("DayTFIndex2.xls").Activate

For col = 1 To 80 Step 1
    For lig = 1 To 33945 Step 1
        ActiveCell(lig, col) = (P(lig, col + 90) + C(lig, col + 90)) / 2
    Next lig
Next col

Workbooks("DayTFIndex3.xls").Activate

For col = 1 To 16 Step 1
    For lig = 1 To 33945 Step 1
        ActiveCell(lig, col) = (P(lig, col + 170) + C(lig, col + 170))/2
    Next lig
Next col

End Sub

```

ANNEXE G – EXTRACTION DE VALEURS DE TEMPÉRATURE DE BRILLANCE (T_B)

- Macro-commandes pour l'extraction de valeurs de température de brillance (T_B)
- Satellite : SSM/I
- Format de données : HDF
- Langage : IDL - ENVI

```
* subroutine d'extraction pour une zone SSM/I
*
call setdirectory("c:\work")
call open("Contur.hdf")
c = currentdataset
cc = contour(c)

call copy(cc)

call open("L002D85V.hdf")

user_interactive = false

* Created on dataset: H213A85H_TBS_x_x
image_axes = true
image_v = 200
image_h = 200
image_margintop = 50
image_marginleft = 120
image_overlayrect = "0,0,0,0"
line_width = 0.400000
_line_color = 255
text_w32font = "Courier New,NoBold,10,NoItalic,NoUnderline"
color_table = "Rainbow"
color_min = 1
color_max = 254
color_lowoutlier = 255
color_highoutlier = 0
color_scaling = 1
data_min = 0.000000
data_max = 3008.000000
data_autominmax = false
image_frame = true
image_title = ""
currentplot=image(prompt("dataset?", currentdataset))

* Axis record
text_formatscales = "F3.0"
axis_title = "col"
axis_tickinout = 2
axis_labelinterval = 6
axis_majorticks = 1
axis_minorticks = 1
axis_labelspacing = 25
axis_min = 434.5
```

```

axis_max = 603.5
axis_labelmin = 450
axis_labelmax = 600
axis_majorlength = 8
axis_minorlength = 4
axis_majorwidth = 0.4
axis_minorwidth = 0.4
axis_gridlines = false
axis_mirror = false
axis_auto = true
axis_autospacing = true
call addaxis(currentplot, 1)

* Axis record
text_formatscales = "F3.0"
axis_title = "row"
axis_tickinout = 2
axis_labelinterval = 5
axis_majorticks = 1
axis_minorticks = 1
axis_labelspacing = 25
axis_min = 526.5
axis_max = 677.5
axis_labelmin = 550
axis_labelmax = 675
axis_majorlength = 8
axis_minorlength = 4
axis_majorwidth = 0.4
axis_minorwidth = 0.4
axis_gridlines = false
axis_mirror = false
axis_auto = true
axis_autospacing = true
call addaxis(currentplot, 2)

* Axis record
text_formatscales = "F4.0"
axis_title = "H213A85H_TBS_x_x"
axis_tickinout = 2
axis_labelinterval = 6
axis_majorticks = 1
axis_minorticks = 1
axis_labelspacing = 500
axis_min = 0
axis_max = 3008
axis_labelmin = 0
axis_labelmax = 3000
axis_majorlength = 8
axis_minorlength = 4
axis_majorwidth = 0.4
axis_minorwidth = 0.4
axis_gridlines = false
axis_mirror = false
axis_auto = true
axis_autospacing = true
call addaxis(currentplot, 4)

```

```
w = currentdataset
*=====
call setselection(w, 217,263,301,338)
call extractselection(w)

sel = image(currentdataset)

call close (w)

call paste(sel)

final = (currentplot)
final2= final // ".hdf"

call setsavedirectory("C:\work")
call saveas(final,final2, 1)

call close (sel)
call close (c)
```

ANNEXE H – DONNÉES GRIB

Les données GRIB (exemple, partiel)

Tableau XXXI – Exemple des données d'un fichier GRIB (partiel)
[Source: World Meteorological Organization (WMO) (1992)]

```
[...]
65:WEASD:Accum. snow [kg/m^2]
66:SNOD:Snow depth [m]
67:MIXHT:Mixed layer depth [m]
68:TTHDP:Transient thermocline depth [m]
69:MTHD:Main thermocline depth [m]
70:MTHA:Main thermocline anomaly [m]
71:TCDC:Total cloud cover [%]
72:CDCON:Convective cloud cover [%]
73:LCDC:Low level cloud cover [%]
74:MCDC:Mid level cloud cover [%]
75:HCDC:High level cloud cover [%]
76:CWAT:Cloud water [kg/m^2]
77:BLI:Best lifted index (to 500 hPa) [K]
78:SNOC:Convective snow [kg/m^2]
79:SNOL:Large scale snow [kg/m^2]
80:WTMP:Water temp. [K]
81:LAND:Land-sea coverage (land=1;sea=0) [fraction]
82:DSLM:Deviation of sea level from mean [m]
83:SFCR:Surface roughness [m]
84:ALBDO:Albedo [%]
85:TSOIL:Soil temp. [K]
86:SOILM:Soil moisture content [kg/m^2]
87:VEG:Vegetation [%]
88:SALTY:Salinity [kg/kg]
89:DEN:Density [kg/m^3]
[...]
```

ANNEXE I – MODÈLES DE DÉSAGRÉGATION

Les modèles de désagrégation (l'auteur et une brève description).

Modèle	Auteur	Année	Description
WGEN (Weather Generator)	Richardson ³⁹	1984	Le modèle utilise les équations Marcov et les valeurs de précipitations enregistrées chaque mois. Il peut produire des prévisions de précipitations, de température (la valeur maximale et celle minimale) et le flux solaire sur une base journalière [Hanson et coll. (1994), Semenov et coll. (1998)]
LARS-WG (Stochastic Weather Generator)	Semenov ⁴⁰	1996	Le modèle utilise les données provenant du modèle HadRM3 ⁴¹ et peut produire des estimations de température pour un seul point géographique. Son utilisation est concentrée surtout dans le domaine agricole [Semenov et coll. (1997)]
Cligen (Climate Generator)	Nicks et Gander ⁴²	1990	Le modèle utilise les paramètres climatologiques enregistrés chaque mois et peut produire des estimations du vent, de la radiation solaire et du point de condensation seulement pour un point géographique [Zhang et coll. (2003)]
SDSM (Statistical DownScaling Model)	Wilby ⁴³ et Dawson ⁴⁴	...	Le modèle emploie une technique de régressions multiples entre les valeurs à grande échelle et celles locales basées sur les observations climatiques de 1961 à 1990. Le modèle peut produire des prévisions régionales utilisant plusieurs modèles de prévisions climatiques (HadCM3, MRCCG1 et MRCCG2). L'avantage dans l'utilisation de ce modèle réside dans une certaine automatisation pour le processus de calcul et de la bonne corrélation entre les paramètres. Les désavantages sont le nombre important des observations utilisées, une connaissance à priori de l'appareille mathématique employé et une limite dans la détermination dynamique des plusieurs paramètres [Wilby et coll. (2002)]

³⁹ USDA-ARS Grassland, Soil and Water Research Laboratory, USA.

⁴⁰ Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, UK.

⁴¹ Hadley Centre for Climate Prediction and Research, UK.

⁴² USDA Agricultural Research Service (ARS) laboratory, Durant, Oklahoma, USA.

⁴³ Climate Change Unit, Environment Agency of England and Wales, Nottingham, UK.

⁴⁴ Department of Computer Science, Loughborough University, Leics, UK.

ANNEXE J – SCÉNARIO MCCG2 « IS92A »

Le scénario « IS92a » avec une concentration effective en CO₂ augmentant de 1% par an après 1990 (CCmaC, 2004)

Année	IS92a
1850	330
1860	343
1870	345
1880	347
1890	349
1900	351
1910	357
1920	363
1930	370
1940	376
1950	382
1960	388
1970	408
1980	437
1990	476
2000	526
2010	
2020	
2025	674
2030	
2040	
2050	865
2060	
2070	
2080	
2090	
2100	1422

ANNEXE K – Problématique de travail, l'architecture de données et support multimédia

L'utilisation et le traitement de données ont posé plusieurs problèmes d'ordre technique :

1. Le chiffrier de calcul utilisé habituellement (par exemple MS Excel) ne peut pas prendre en charge le volume intégral de données.
 - La limite du logiciel Excel est de 256 de colonnes versus 1568 colonnes nécessaires pour le traitement de données provenant de la zone d'étude (le nombre de cellules COS).
 - La limite de chargement («Load») pour le logiciel Excel est de 32 767 lignes versus 33 945 lignes de données provenant de la zone d'étude (le nombre des jours pour la période de 2007 à 2100).
 - La limite pour la visualisation des données (les graphiques et les diagrammes) est de 32 000 points versus 33 945 points pour une seule cellule COS.
2. Le volume de données a nécessité un espace de travail considérable (approximativement 42 GB).
3. La création et la visualisation des cartes et de cartes thématique à l'aide du logiciel MapInfo ne peuvent pas être faites simultanément pour l'ensemble des données.
 - La limite de travail pour le logiciel MapInfo est de 32 767 lignes versus 33 945 lignes représentant les résultats obtenus.
4. L'extraction des données GRIB (GRIded Binaires), à l'aide du logiciel fourni, ne permet pas l'automatisation. En conséquence, l'extraction des données doit être faite manuellement pour toute la zone d'étude.
5. On estime le volume total de données (les observations satellitaires, les données climatiques, les données GRIB, les résultats intermédiaires, les résultats finaux, autres données utilisées) à 466 GB.

Pour ces raisons, la manipulation et la transformation de données (par exemple, le calcul de la température à la surface de pergélisol) ont été faites à l'aide du langage VBA (Visual Basic for Application) sur des segments séparés des données (la segmentation des données). Les données ont été découpées en trois segments, fait qui a permis le traitement initial.

Par la suite, les données, intégralement, ont été traitées, transformées et visualisées à l'aide du logiciel Statistica. Les cartes et les cartes thématiques ont demandé une concaténation de dix ans (c'est-à-dire un pas temporel de dix ans) pour la visualisation des résultats intermédiaires et finaux pour la période de 2010 à 2100.

Analogue, le grand volume de données de travail a nécessité la création d'une architecture de données spéciale. Nous avons créé une structure arborescente où le modèle d'évolution climatique et chaque scénario de forçage radiatif trouvent leur place. Une partie de cette architecture de données est utilisée dans la structuration et la visualisation des résultats sur le support multimédia attaché (DVD).

Le support multimédia (DVD)⁴⁵ attaché contient les résultats finaux sous forme de :

- valeurs numériques : format MS Excel v.2007 (.xls) et Statistica v.6 (.sta)
- diagrammes : format Statistica v.6 (.sta) (.stw)
- cartes : format MapInfo v.10 (.wor, .tab, .id, .dat, .map), format raster (.jpg)
- fichiers video (animation) : format Windows Media (.wmv)

⁴⁵ Tous les logiciels sont des marques de commerce. L'utilisation de ceux-ci a été faite à des fins d'évaluation et académiques.

L'architecture de données sur le support multimédia

